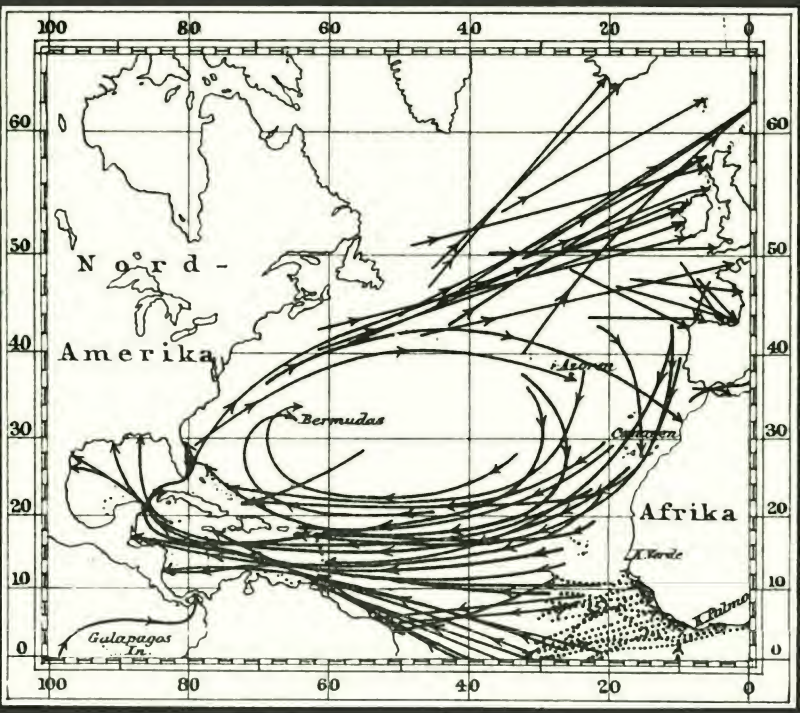


Physische Meereskunde

Gerhard Schott

Sammlung Göschen

Unser heutiges Wissen
in kurzen klaren

1 Karte. Nr. 129.

Altertümer, Die deutschen, von Dr. Franz Fuhse, Direktor des städtischen Museums in Braunschweig. Mit 70 Abbild. Nr. 124.

42 Fig. Nr. 146.

— — **II: Integralrechnung.** Von Dr. Frdr. Junker, Prof. a. Realgymn. und an der Realanstalt in Ulm. Mit 89 Figuren. Nr. 88.

Sammlung Göschen Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Analysis. Höhere. II. Repetitorium | Biologie der Tiere II: Beziehungen
und ... Natur
Int... , Prof.
Jun... z. Mit
nast...
Ulm... Johann
— Nie... nhang:
Spe... gewählt
Nr. ... r. Jul.
Arithm...
Her... er ein-
der ... haltung
han... hrer der
— — ... alt und
met... chule zu
syst... ularen.
Her...
Gel...
in ... Edmund
Astron... r. 174.
Ent... te, In-
von...
Dr. ... von Hof-
der ... ünchen.
36 ...).
Nr. ...
Astrop... hysika-
Hin... udolphi,
F. ... en Hoch-
Str... Mit 22
Aufsat...
Dr. ... of. Klein
Eb...
Str... f. Klein
Bauk...
vor... von Ruy
Ge... . Von
Mi... sg. und
Beweg... Dr. E.
rau... Nr. 36.
Kai... gefaßtes
Ha... für das
Biolo... aktischen
Mi... Barth,
nis... erg. Mit
Mi...
Biolo... gefaßtes
uni... für das
Be... aktischen
Natur von Dr. Heinrich Simroth, Prof. an der Universität Leipzig. Mit 33 Abbildungen. Nr. 131.

Gebrauch von Friedrich Barth, Oberingenieur in Nürnberg. Mit 48 Figuren. Nr. 8.

THE LIBRARY
OF
THE UNIVERSITY
OF CALIFORNIA

PRESENTED BY
PROF. CHARLES A. KOFOID AND
MRS. PRUDENCE W. KOFOID

Sammlung Göschen

Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Dichtungen aus mittelhochdeutscher Frühzeit. In Auswahl mit Einleitungen u. Wörterbuch herausgegeben von Dr. Hermann Jantzen in Breslau. Nr. 137.

Dietrichepen. Kudrun u. Dietrichepen. Mit Einleitung u. Wörterbuch von Dr. O. L. Jiriczek, Prof. a. d. Universität Münster. Nr. 10.

Differentialrechnung von Dr. Frdr. Junker, Prof. am Realgymn. u. a. d. Realanstalt in Ulm. Mit 68 Figuren. Nr. 87.

— Repetitorium u. Aufgabensammlung z. Differentialrechnung von Dr. Friedrich Junker, Prof. am Realgymnasium und an der Realanstalt in Ulm. Mit 42 Figuren. Nr. 146.

Eddalieder mit Grammatik, Übersetzung und Erläuterungen von Dr. Wilh. Ranisch, Gymnasialoberlehrer in Osnabrück. Nr. 171.

Eisenhüttenkunde von A. Krauß, dipl. Hütteningen. I. Teil: Das Roheisen. Mit 17 Figuren und 4 Tafeln. Nr. 152.

— — II. Teil: Das Schmiedeisen. Mit 25 Figuren und 5 Tafeln. Nr. 153.

Elektrizität. Theoret. Physik. III. Teil: Elektrizität u. Magnetismus. Von Dr. Gustav Jäger, Prof. an der Universität Wien. Mit 33 Abbild. Nr. 78.

Erdmagnetismus, Erdstrom, Polarlicht von Dr. A. Nippoldt jr., Mitgl. d. Kgl. Preuß. Meteorolog. Instituts zu Potsdam. Mit vielen Abbild. u. Karten. Nr. 175.

Ethik von Dr. Thomas Achelis in Bremen. Nr. 90.

Europa. Länderkunde v. Europa von Dr. Franz Heiderich, Prof. am Francisco-Josephinum in Mödling. Mit 14 Textkärtchen und Diagrammen und einer Karte der Alpeneinteilung. Nr. 62.

Fernsprechwesen, Das, von Dr. Ludwig Kellstab in Berlin. Mit 47 Fig. und 1 Tafel. Nr. 155.

Finanzwissenschaft von Geh. Reg.-Rat Dr. A. van der Borght in Friedenau-Berlin. Nr. 148.

Fischart, Johann. Hans Sachs und Johann Fischart nebst einem Anhang: Brant und Hutten. Ausgewählt und erläut. von Professor Dr. Jul. Sahr. Nr. 24.

Fischerei und Fischzucht von Dr. Karl Eckstein, Professor an der Forstakademie Eberswalde, Abteilungsdirigent bei der Hauptstation des forstl. Versuchswesens. Nr. 159.

Formelsammlung, Mathematische, und Repetitorium der Mathematik, enthaltend die wichtigsten Formeln und Lehrsätze der Arithmetik, Algebra, algebraischen Analysis, ebenen Geometrie, Stereometrie, ebenen u. sphär. Trigonometrie, mathemat. Geographie, analyt. Geometrie der Ebene und des Raumes, der Differential- und Integralrechnung von O. Th. Bürklen, Prof. am Kgl. Realgymnasium in Schw.-Gmünd. Mit 18 Fig. Nr. 51.

— **Physikalische,** von G. Mahler, Professor am Gymnasium in Ulm. Nr. 136.

Forstwissenschaft v. Dr. Alb. Schwappach, Prof. an der Forstakademie Eberswalde, Abteilungsdirigent bei der Hauptstation des forstl. Versuchswesens. Nr. 106.

Fremdwort, Das, im Deutschen v. Dr. Rudolf Kleinpaul in Leipzig. Nr. 55.

Geodäsie von Dr. C. Reinhertz, Prof. an der Technischen Hochschule Hannover. Mit 66 Abbild. Nr. 102.

Geographie, Astronomische, von Dr. Siegm. Günther, Professor an der Techn. Hochschule in München. Mit vielen Abbild. Nr. 92.

— **Physische,** von Dr. Siegmund Günther, Professor an der Kgl. Techn. Hochschule in München. Mit 32 Abbild. Nr. 26.

— siehe auch: Landeskunde. — Länderkunde.

Sammlung Göschen

Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Geologie von Professor Dr. Eberh. Fraas in Stuttgart. Mit 16 Abb. und 4 Tafeln mit über 50 Fig. Nr. 13.

Geometrie, Analytische, der Ebene von Professor Dr. M. Simon in Straßburg. Mit 57 Fig. Nr. 65.

— **Analytische, des Raumes** von Prof. Dr. M. Simon in Straßburg. Mit 28 Abbild. Nr. 89.

— **Darstellende**, von Dr. Robert Haußner, Prof. an der Techn. Hochschule Karlsruhe. I. Mit 100 Figuren. Nr. 142.

— **Ebene**, von G. Mahler, Prof. am Gymnasium in Ulm. Mit 111 zweifarb. Figuren. Nr. 41.

— **Projektive**, in synthetischer Behandlung von Dr. Karl Doehlemann, Professor a. d. Universität München. Mit 85 zum Teil zweifarbigen Figuren. Nr. 72.

Geschichte, Bayerische, v. Dr. Hans Ockel in Augsburg. Nr. 160.

— **Deutsche, im Mittelalter** (bis 1500) von Dr. F. Kurze, Oberlehrer am Kgl. Luisengymnasium in Berlin. Nr. 33.

— **Französische**, von Dr. R. Sternfeld, Prof. an der Universität Berlin. Nr. 85.

— **Griechische**, von Dr. Heinrich Swoboda, Prof. an der deutschen Universität Prag. Nr. 49.

— **des alten Morgenlandes** von Dr. Fr. Hommel, Professor an der Universität München. Mit 6 Bildern und 1 Karte. Nr. 43.

— **Österreichische, I**: Von der Urzeit bis 1526 von Hofrat Dr. Frz. v. Krones, Professor an der Universität Graz. Nr. 104.

— — **II**: Von 1526 bis zur Gegenwart v. Hofrat Dr. Frz. v. Krones, Prof. an der Universität Graz. Nr. 105.

— **Römische**, neubearbeitet v. Realgymnasialdirektor Dr. Julius Koch. Nr. 19.

— **Sächsische**, von Prof. Dr. Otto Kaemmel, Rektor des Nikolaigymnasiums zu Leipzig. Nr. 100.

Geschichte der Malerei siehe: Malerei.

— **der Musik** siehe: Musik.

— **der Pädagogik** siehe: Pädagogik.

— **der deutschen Sprache** siehe: Grammatik, Deutsche.

Gesundheitslehre. Der menschliche Körper, sein Bau und seine Tätigkeiten, von E. Rebmann, Oberrealschuldirektor in Freiburg i. B. Mit Gesundheitslehre v. Dr. med. H. Seiler. Mit 47 Abbildungen u. 1 Tafel. Nr. 18.

Gletscherkunde v. Dr. Fritz Machaček in Wien. Mit 5 Abbild. im Text und 11 Tafeln. Nr. 154.

Götter- und Heldensage, Griechische und römische, von Dr. Herm. Steuding, Professor am Königl. Gymnasium in Wurzen. Nr. 27.

— — siehe auch: Heldensage. — Mythologie.

Gottfried von Straßburg. Hartmann von Aue, Wolfram von Eschenbach u. Gottfried v. Straßburg. Auswahl aus dem höf. Epos mit Anmerkungen u. Wörterbuch von Dr. K. Marold, Professor am Königl. Friedrichskollegium zu Königsberg i. Pr. Nr. 22

Grammatik, Deutsche, und kurze Geschichte der deutschen Sprache v. Schulrat Professor Dr. O. Lyon in Dresden. Nr. 20.

— **Griechische, I**: Formenlehre von Dr. H. Meltzer, Professor an der Klosterschule zu Maulbronn. Nr. 117.

— — **II**: Bedeutungslehre u. Syntax von Dr. Hans Meltzer, Professor an der Klosterschule zu Maulbronn. Nr. 118.

— **Lateinische.** Grundriß der lateinischen Sprachlehre von Prof. Dr. W. Votsch in Magdeburg. Nr. 82.

— **Mittelhochdeutsche.** Der Nibelunge Nôt in Auswahl und mittelhochdeutsche Grammatik mit kurzem Wörterbuch von Dr. W. Golther, Prof. an der Universität Rostock. Nr. 1.

Sammlung Göschen

Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Grammatik, Russische, v. Dr. Erich Berneker, Prof. an d. Universität Prag. Nr. 66.

— — siehe auch: Russisches Gesprächsbuch, — Lesebuch.

Harmonielehre von A. Halm, Musikdirektor in Stuttgart. Mit vielen Notenbeilagen. Nr. 120.

Hartmann von Aue, Wolfram von Eschenbach und Gottfried von Straßburg. Auswahl aus dem höf. Epos mit Anmerkungen und Wörterbuch von Dr. K. Marold, Prof. am Kgl. Friedrichskollegium zu Königsberg i. Pr. Nr. 22.

Hauptliteraturen, Die, des Orients von Dr. M. Haberlandt, Privatdozent an der Universität Wien. I. II. Nr. 162. 163.

Heldensage, Die deutsche, von Dr. Otto Luitpold Jiriczek, Prof. an der Universität Münster. Nr. 32.

— siehe auch: Götter- und Heldensage. — Mythologie.

Herder, Der Cid. Geschichte des Don Ruy Diaz, Grafen v. Bivar. Herausg. und erläut. von Prof. Dr. Ernst Naumann in Berlin. Nr. 36.

Hutten. Hans Sachs und Johann Fischart nebst einem Anhang: Brant und Hutten. Ausgewählt und erläutert von Prof. Dr. Jul. Sahr. Nr. 24.

Integralrechnung von Dr. Frdr. Junker, Prof. am Realgymn. und an der Realanstalt in Ulm. Mit 89 Figuren. Nr. 88.

— Repetitorium u. Aufgabensammlung zur Integralrechnung von Dr. Frdr. Junker, Professor am Realgym. und an der Realanstalt in Ulm. Mit 50 Figuren. Nr. 147.

Kartenkunde, geschichtlich dargestellt von E. Gelcich, Direktor der k. k. Nautischen Schule in Lussinpiccolo und F. Sauter, Prof. am Realgymnasium in Ulm, neu bearb. von Dr. Paul Dinse, Assistent der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin. Mit 70 Abbildungen. Nr. 30.

Kirchenlied. Martin Luther, Thomas Murner und das Kirchenlied des 16. Jahrh. Ausgewählt und mit Einleitungen und Anmerkungen versehen von Professor G. Berlit, Oberlehrer a. Nikolaigymnasium zu Leipzig. Nr. 7.

Klimalehre von Professor Dr. W. Köppen, Meteorologe der Seewarte Hamburg. Mit 7 Tafeln und 2 Figuren. Nr. 114.

Kolonialgeschichte von Dr. Dietrich Schäfer, Prof. der Geschichte an der Universität Berlin. Nr. 156.

Kompositionslehre. Musikalische Formenlehre von Stephan Krehl. I. II. Mit vielen Notenbeispielen. Nr. 149. 150.

Körper, Der menschliche, sein Bau und seine Tätigkeiten, von E. Rebmann, Oberrealschuldirektor in Freiburg i. B. Mit Gesundheitslehre v. Dr. med. H. Seiler. Mit 47 Abbild. u. 1 Tafel. Nr. 18.

Kudrun und Dietrichepen. Mit Einleitung und Wörterbuch von Dr. O. L. Jiriczek, Professor an der Universität Münster. Nr. 10.

— — siehe auch: Leben, Deutsches, im 12. Jahrhundert.

Kulturgeschichte, Deutsche, von Dr. Reinhold Günther. Nr. 56.

Künste, Die graphischen, von Carl Kampmann, Fachlehrer an der k. k. Graphischen Lehr- u. Versuchsanstalt in Wien. Mit 3 Beilagen und 40 Abbild. Nr. 75.

Kurzschrift. Lehrbuch der Vereinfachten Deutschen Stenographie (Einigungssystem Stolze-Schrey) nebst Schlüssel, Lesestücken und einem Anhang von Dr. Amsel, Oberlehrer d. Kadettenhauses in Oranienstein. Nr. 86.

Länderkunde von Europa von Dr. Franz Heiderich, Professor am Francisco-Josephinum in Mödling. Mit 14 Textkärtchen und Diagrammen und einer Karte der Alpeneinteilung. Nr. 62.

Sammlung Göschen

Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Länderkunde der außereuropäischen Erdteile v. Dr. Franz Heiderich, Prof. am Franzisco-Josephinum in Mödling. Mit 11 Textkärtchen und Profilen. Nr. 63.

Landeskunde des Königreichs Württemberg v. Dr. Kurt Hassert, Professor der Geographie an der Handelshochschule in Köln. Mit 16 Vollbildern und 1 Karte. Nr. 157.

Leben, Deutsches, im 12. Jahrhundert. Kulturhistor. Erläuterungen z. Nibelungenlied und zur Kudrun. Von Professor Dr. Jul. Dieffenbacher in Freiburg i. B. Mit 1 Tafel und 30 Abbildungen. Nr. 93.

Lessings Emilia Galotti. Mit Einleitung und Anmerkungen von Oberlehrer Dr. Votsch. Nr. 2.

— **Fabeln,** nebst Abhandlungen mit dieser Dichtungsart verwandten Inhalts. Mit Einleitung von Karl Goedeke. Nr. 3.

— **Minna von Barnhelm.** Mit Anmerk. von Dr. Tomaschek. Nr. 5.

— **Nathan der Weise.** Mit Anmerkungen von den Professoren Denzel und Kraz. Nr. 6.

Licht. Theoret. Physik. II. Teil: Licht und Wärme. Von Dr. Gustav Jäger, Prof. an der Universität Wien. Mit 47 Abbild. Nr. 77.

Literatur, Althochdeutsche, mit Grammatik, Übersetzung und Erläut. von Th. Schauffler, Prof. a. Realgymnasium in Ulm. Nr. 28.

Literaturen, Die, d. Orients. I. Teil: Die Literaturen Ostasiens und Indiens von Dr. M. Haberlandt, Privatdozent an der Universität Wien. Nr. 162.

— — II. Teil: Die Literaturen der Perser, Semiten und Türken von Dr. M. Haberlandt, Privatdozent an der Universität Wien. Nr. 163.

Literaturgeschichte, Deutsche, von Dr. Max Koch, Professor an der Universität Breslau. Nr. 31.

Literaturgeschichte, Deutsche, der Klassikerzeit von Dr. Carl Weitbrecht, Prof. an der Technischen Hochschule Stuttgart. Nr. 161.

— **Deutsche, des 19. Jahrhunderts** von Dr. Carl Weitbrecht, Prof. an der Technischen Hochschule Stuttgart. I. II. Nr. 134. 135.

— **Englische,** von Dr. Karl Weiser in Wien. Nr. 69.

— **Griechische,** mit Berücksichtigung der Geschichte der Wissenschaften von Dr. Alfred Gercke, Professor an der Universität Greifswald. Nr. 70.

— **Italienische,** von Dr. Karl Voßler, Professor an d. Univ. Heidelberg. Nr. 125.

— **Römische,** v. Dr. Hermann Joachim in Hamburg. Nr. 52.

— **Russische,** v. Dr. Georg Polonskij in München. Nr. 166.

— **Spanische,** von Dr. Rudolf Beer in Wien. I. II. Nr. 167. 168.

Logarithmen. Vierstellige Tafeln und Gegentafeln für logarithm. und trigonometr. Rechnen in 2 Farben zusammengestellt von Dr. Herm. Schubert, Professor an der Gelehrtenschule d. Johanneums in Hamburg. Nr. 81.

Logik. Psychologie und Logik zur Einführung in die Philosophie von Dr. Th. Elsenhans. Mit 13 Fig. Nr. 14.

Luther, Martin, Thomas Murner u. d. Kirchenlied des 16. Jahrh. Ausgewählt u. mit Einleitungen und Anmerkungen versehen von Prof. G. Berlit, Oberlehrer am Nikolaigymnasium zu Leipzig. Nr. 7.

Magnetismus. Theoret. Physik. III. Teil: Elektrizität u. Magnetismus. Von Dr. Gustav Jäger, Prof. an der Universität Wien. Mit 33 Abbild. Nr. 78.

Malerei, Geschichte der, I. II. III. IV. V. von Dr. Rich. Muther, Prof. an der Universität Breslau. Nr. 107—111.

Sammlung Göschen

Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Mathematische Formelsammlung und Repetitorium der Mathematik von O. Th. Bürklen, Prof. am Kgl. Realgymn. in Schw.-Gmünd. Mit 18 Fig. Nr. 51.

Mechanik. Theoretische Physik. I. Teil: Mechanik und Akustik. Von Dr. Gustav Jäger, Prof. an d. Univ. Wien. Mit 19 Abb. Nr. 76.

Meereskunde, Physische, von Dr. Gerh. Schott, Abteilungsvorsteher bei der Deutschen Seewarte in Hamburg. Mit 28 Abbild. im Text und 8 Tafeln. Nr. 112.

Meteorologie von Dr. W. Trabert, Dozent an der Universität und Sekretär der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie in Wien. Mit 49 Abbild. und 7 Tafeln. Nr 54.

Mineralogie von Dr. R. Brauns, Prof. an der Universität Gießen. Mit 130 Abbild. Nr. 29.

Minnesang und Spruchdichtung. Walther von der Vogelweide mit Auswahl aus Minnesang und Spruchdichtung. Mit Anmerkungen und einem Wörterbuch von Otto Güntter, Prof. an der Oberrealschule und an der Techn. Hochschule in Stuttgart Nr. 23.

Morphologie Anatomie u. Physiologie der Pflanzen. Von Dr. W. Migula, Prof. a. d. Tech. Hochschule Karlsruhe. Mit viel. Abb. Nr. 141

Murner, Thomas. Martin Luther, Thomas Murner und das Kirchenlied des 16. Jahrh. Ausgewählt und mit Einleitungen und Anmerkungen versehen von Prof. G. Berlit, Oberlehrer a. Nikolaigymnasium zu Leipzig. Nr. 7.

Musik, Geschichte der alten und mittelalterlichen, von Dr. A. Möhler. Mit zahlreichen Abbild. und Musikbeilagen. Nr. 121.

Musikalische Formenlehre (Kompositionslehre) v. Stephan Krehl. I. II. Mit vielen Notenbeispielen. Nr. 149. 150.

Musikgeschichte des 19. Jahrhunderts von Dr. K. Grunsky in Stuttgart. I. II. Nr. 164. 165.

Mythologie, Deutsche, von Dr. Friedrich Kauffmann, Professor an der Universität Kiel. Nr. 15.

— siehe auch: Götter- und Heldensage. — Heldensage.

Nautik. Kurzer Abriß des täglich an Bord von Handelsschiffen angewandten Teils der Schiffahrtskunde. Von Dr. Franz Schulze, Direktor der Navigationsschule zu Lübeck. Mit 56 Abbild. Nr. 84.

Nibelunge, Der, Nöt in Auswahl und Mittelhochdeutsche Grammatik mit kurzem Wörterbuch von Dr. W. Golther, Professor an der Universität Rostock. Nr. 1.

— — siehe auch: Leben, Deutsches, im 12. Jahrhundert.

Nutzpflanzen von Professor Dr. J. Behrens, Vorstand der Großh. landwirtschaftlich. Versuchsanstalt Augustenberg. M. 53 Abb. Nr. 123.

Pädagogik im Grundriß von Professor Dr. W. Rein. Direktor des Pädagog. Seminars an der Universität Jena. Nr. 12.

— **Geschichte der,** von Oberlehrer Dr. H. Weimer in Wiesbaden. Nr. 145.

Paläontologie v. Dr. Rud. Hoernes, Prof. an der Universität Graz. Mit 87 Abbild. Nr. 95.

Perspektive nebst einem Anhang über Schattenkonstruktion und Parallelperspektive von Architekt Hans Freyberger. Fachlehrer an der Kunstgewerbeschule in Magdeburg. Mit 88 Figuren. Nr. 57.

Petrographie von Dr. W. Bruhns, Prof. a. d. Universität Straßburg i. E. Mit vielen Abbild. Nr. 173.

Pflanze, Die, ihr Bau und ihr Leben von Oberlehrer Dr E. Dennert. Mit 96 Abbild Nr 44.

Pflanzenbiologie v. Dr. W. Migula, Prof. a. d Techn. Hochschule Karlsruhe. Mit 50 Abbild. Nr. 127.

Pflanzen-Morphologie, -Anatomie und -Physiologie von Dr. W. Migula, Professor an der Techn. Hochschule Karlsruhe. Mit 50 Abbildungen. Nr. 141.

Fortsetzung auf der 3. Vorsatzseite!

Sammlung Göschen

Physische Meereskunde

von

Dr. Gerhard Schott

Abteilungsvorsteher bei der Deutschen Seewarte in Hamburg

Mit 28 Abbildungen im Text und 8 Tafeln

Leipzig
G. J. Göschen'sche Verlagshandlung
1903

Alle Rechte, insbesondere das Übersetzungsrecht, von der Verlagshandlung vorbehalten.

Druck von Carl Rembold, Heilbronn.

GC 15
S37

Inhalt.

Seite

Inhalts-Verzeichnis 3
Literatur 5
§ 1. Zur Geschichte der physischen Meereskunde 7

I. Teil: Die räumliche Ausdehnung der Meere . 12

1. Kapitel: Tiefenverhältnisse oder vertikale Gliederung . 12
§ 2. Die Methoden der Tiefenmessung 12
§ 3. Die Bodengestaltung der Ozeane im allgemeinen . . 16
§ 4. Besonderheiten der Gestaltung des Meeresbodens . . 23
§ 5. Mittelwasser und Meeresniveau 30

2. Kapitel: Horizontale Gliederung, Arealgröße und Volumen der Meeresräume 35
§ 6. Einteilung der Meere 35
§ 7. Flächenverteilung von Wasser und Land 37
§ 8. Die Menge des Meerwassers 40

II. Teil: Das Wasser der Meere . . 42

3. Kapitel: Physikalisch-chemische Eigenschaften des Meerwassers 42
§ 9. Chemische Zusammensetzung des Meerwassers. Der Salzgehalt. Meßmethoden 42
§ 10. Die geographische Verteilung des Salzgehaltes . . . 48
I. an der Meeresoberfläche. II. in der Tiefsee.
§ 11. Die Dichte $\left(S\frac{t^0}{4^0}\right)$ und Zusammendrückbarkeit des Meerwassers 56
§ 12. Der Gasgehalt des Meerwassers 60
§ 13. Farbe und Durchsichtigkeit des Meerwassers . . . 65

4. Kapitel: Die Wärmeverteilung im Meere . . . 69
§ 14. Die Temperaturen der Meeresoberfläche 69
§ 15. Die Temperaturen der Tiefen in den offenen Ozeanen . 74
I. Meßmethoden. II. Beobachtungstatsachen. III. Die Ursachen der Wärmeverteilung in der Tiefsee.

M365153

Seite

§ 16. Die Temperaturen der Tiefen der Nebenmeere und Eismeere 85

5. Kapitel: Die Eisverhältnisse der Meere 92
§ 17. Das Meerwassereis 92
§ 18. Das im Meere treibende Süßwassereis 94

III. Teil: Die Bewegungserscheinungen der Meere 99

6. Kapitel: Die Wellenbewegungen 99
§ 19. Windseen 99
§ 20. Dünung. Brandung 104
§ 21. Seebebenwellen (Explosionswellen) 106

7. Kapitel: Ebbe und Flut 108
§ 22. Die theoretischen Gezeiten 108
§ 23. Die Gezeiten in ihrer geographischen Bedingtheit . . 113
§ 24. Die Gezeiten in der Praxis 120
I. Hochwasserzeiten. II. Flutgrößen. III. Gezeitenströmungen und Flutbrandung.

8. Kapitel: Die Strömungen der Meeresoberfläche . . 126
§ 25. Methoden der Strombeobachtung 126
§ 26. Die Stromsysteme der drei Ozeane 129
I. Der Nordatlantische Ozean. II. Der Südatlantische Ozean. III. Der Indische Ozean. IV. Der Stille Ozean.
§ 27. Treibprodukte der Meere 140
§ 28. Die Ursachen der Meeresströmungen 144
I. Windtriften. II. Landeinfluß. Ersatztriften. III. Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede.
§ 29. Die geophysische Bedeutung der Meeresströmungen . . 155

Alle Temperaturangaben sind nach der hundertteiligen Skala (Celsius = C.) gemacht; alle Angaben der geographischen Länge sind vom Greenwicher Meridian gezählt.

Literatur.

1. M. F. Maury, The physical geography of the sea. London 1850; deutsch von Böttger, Leipzig 1856. In historischer Beziehung noch heute bedeutsames Werk.
2. J. Murray, in „Challenger"-Reports, Summary, first part (London 1895) S. 1—106 gibt eine Übersicht über die historische Entwicklung der Meeresfahrten und der Meeresforschung vom Altertum ab.

3. v. Boguslawski-Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart. I. Bd. 1884. II. Bd. 1887. Wichtigstes Handbuch in deutscher Sprache.
4. Attlmayer, Lutsch, Wolf u. a., Handbuch der Ozeanographie u. maritimen Meteorologie. Band I. Wien 1883.
5. S. Günther, Lehrbuch der Geophysik. 2. Aufl. Stuttgart 1897—1899.
6. J. Hann, Allgemeine Erdkunde. 5. Aufl. Wien, Prag, Leipzig 1896.
7. A. Supan, Physische Erdkunde. 2. Aufl. Leipzig 1896.
8. H. Wagner, Lehrbuch der Geographie I. Band. Hannover, Leipzig 1900.

Für die das Meer betreffenden Abschnitte.

9. Deutsche Seewarte:
   Atlantischer Ozean, Segelhandbuch 2. Aufl. Hamburg 1899.
   „ „ , Atlas, 2. Aufl. Hamburg 1902.
   Indischer Ozean, Segelhandbuch, Hamburg 1892.
   „ „ , Atlas „ 1891.
   Stiller Ozean, Segelhandbuch „ 1897.
   „ „ , Atlas „ 1896.
   Für kartographische Darstellungen der Meere vergl. noch
10. H. Berghaus, Atlas der Hydrographie. Gotha 1891.
11. H. Berghaus, Chart of the world. 12. Aufl. Gotha 1897.
12. H. Habenicht, See-Atlas. 5. Aufl. Gotha 1901; sowie das unter 19 genannte Werk.

Für Instrumente der Meeresforschung vergl.

13. Reichs-Marine-Amt, Handbuch der nautischen Instrumente, 2. Aufl. Berlin 1890.
14. V. Hensen, Methodik der Untersuchungen. Kiel u. Leipzig 1895.
15. Z. L Tanner, Deep sea exploration. (U. S. Fish Commission, Bulletin for 1896) Washington 1897; sowie das unter 19 genannte Werk.

Von den zahlreichen Werken über Tiefsee-Expeditionen vergl. besonders:

16. Reports on the results of the voyage of H. M. S. „Challenger". Mehr als 40 Bände. London 1884—1895.
17. Forschungsreise S. M. S. „Gazelle", 5 Bände. Berlin 1888–1890.
18. Ergebnisse der „Plankton"-Expedition. Kiel u. Leipzig, seit 1893.
19. G. Schott, Ozeanographie und maritime Meteorologie (Wissenschaftl. Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition, Band I). Jena 1902.
20. Physikal. Untersf. im Mittelmeer u. Roten Meer an Bord S. M. S. „Pola" (Luksch u. Wolf u. a. in den Denkschriften der Wiener Akademie, seit 1885).
21. Mohn, Den Norske Nordhavs-Expedition. Christiania 1887 ff.
22. Knudsen, Hydrography of the „Ingolf"-Expedition. Kopenhagen 1899.
23. Werke von Dickson, Hjort, Makaroff, Pettersson u. a. meist über Forschungen in den nördlichen europäischen Meeren.
24. F. Nansen, Oceanography of the North Polar Basin. Christiania und Leipzig 1902.

---

25. Regelmäßige Berichte über die „Fortschritte der Ozeanographie" gibt O. Krümmel im Geographischen Jahrbuch, Gotha.
26. Deutsche Zeitschriften für Meereskunde sind die „Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie", herausg. von der Seewarte Hamburg, und die „Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde in Berlin".

Einleitung.

§ 1. Zur Geschichte der physischen Meereskunde.

Die gesamte Seeschiffahrt des klassischen Altertums war Küstenschiffahrt, von einer naturwissenschaftlichen Betrachtung des Meeres war keine Rede. Auch die berühmten Entdeckungsreisen am Ende des Mittelalters und am Beginn der Neuzeit, also die Fahrten eines Kolumbus, Vasco de Gama u. s. w. lieferten, obschon damit die freie Fahrt über die Hochsee eingeführt war, für eine Kenntnis der Meere als solcher fast nichts; der Hauptzweck dieser Reisen war immer noch der, die Verteilung von Wasser und Land, den Verlauf der Küsten zu erforschen.

Gegen Ende des 18. Jahrhunderts beginnen zuerst einzelne Seefahrer, nautische und maritim-geographische Beobachtungen zu machen. So sammelte Cook, welcher von dem jungen Deutschen Reinhold Forster begleitet war, 1772—1775 Meerestemperaturen aus den verschiedenen Zonen; auch die erfolgreichen Reisen eines Kotzebue (1815 bis 1818), dessen Begleiter A. v. Chamisso war, eines Fitzroy (1831—1836), mit welchem Ch. Darwin fuhr, können in diesem Zusammenhange genannt werden. Doch beschränkten sich all diese Arbeiten in der Hauptsache auf die Meeresoberfläche. Die wirkliche Meeresforschung,

zumal die Tiefseeforschung, beginnt erst mit dem Momente, da man gelernt hatte, die Meerestiefen, auch die größten, in zuverlässiger Weise zu messen; dies Verdienst gebührt dem amerikanischen Seeoffizier Brooke, welcher 1854 das erste brauchbare Tiefseelot (vergl. § 2) konstruierte. Damals fing man gerade an, die Legung von transozeanischen Telegraphenkabeln zu versuchen, und diese Arbeiten setzten notwendigerweise die genaue Kenntnis der Meerestiefen voraus. In der Tat verdanken wir auch heute noch den weitaus größten Teil der Tiefseelotungen dem praktischen Bedürfnisse des telegraphischen Weltverkehrs. Ein Berufsgenosse Brookes, M. F. Maury, konnte bereits 1857 den ersten Entwurf zu einer Tiefenkarte des Nordatlantischen Ozeans veröffentlichen.

Maury bezeichnet auch nach einer anderen Richtung hin einen Markstein in der Entwickelung der Meereskunde; er hat zuerst in systematischer Weise alle die zerstreuten, an Bord der Schiffe angestellten Beobachtungen über Wind und Wetter, über Strömungen, Temperaturen u. s. w. gesammelt und allgemein gültige Ergebnisse, die einer einzelnen Reise nicht entnommen werden können, aus seinen großen Sammlungen abgeleitet. 1848 veröffentlichte er durch das Observatorium in Washington das epochemachende Werk „Wind- und Strömungskarten der Ozeane" und hatte nach manchen Kämpfen und uns heute sonderbar erscheinenden Anfeindungen die Genugtuung, daß seine zweckmäßigen Untersuchungen außerordentlichen praktischen Nutzen der damals blühenden Segelschiffahrt brachten, indem auf Grund seiner Studien die Reisen wesentlich schneller und sicherer ausgeführt wurden als früher. Die Folge davon war, daß seit der Mitte des 19. Jahrhunderts

an Bord der Schiffe fast aller bedeutenden seefahrenden Nationen wohl organisierte Beobachtungen angestellt und gesammelt werden, Sammlungen, welche heute noch fortgehen, den Grundpfeiler unserer Kenntnis von den Oberflächenerscheinungen der Ozeane darstellen und vorzugsweise an den Zentralstellen zu Hamburg, London, Utrecht und Washington bearbeitet werden, um die „Segelanweisungen" immer genauer und eingehender gestalten zu können.

Neben diesen von Amerika ausgegangenen Anregungen und Arbeiten sind schließlich und nicht in letzter Linie die besonders durch hervorragende Vertreter der zoologischen Wissenschaft in das Leben gerufenen Tiefseeforschungen als Quellen der Meereskunde zu nennen. Die merkwürdigen Funde von festsitzenden Tieren, welche man Anfang der sechziger Jahre im vorigen Jahrhundert an gebrochenen Tiefseekabeln bei dem Heraufholen zur Oberfläche machte, führten auf das Betreiben von Biologen wie Ehrenberg, Huxley, Milne Edwards u. a. zu einer allgemein-naturwissenschaftlichen Erforschung der Ozeane; die Kenntnis dessen, was unser Büchlein in seinem II. und III. Teil enthält, verdankt man zu einem wesentlichen Teile dieser letzten, wirklich modernen Tiefseeforschung. An ihr hat die englische Nation ursprünglich den größten Anteil gehabt; mit der Zeit haben aber fast alle Kulturnationen mehr oder weniger beträchtliche, rein wissenschaftlichen Zwecken dienende Untersuchungsreisen zur See ausführen lassen. Aus der großen Zahl der seit 1868, also seit nunmehr nahezu 35 Jahren, in den Meeren der Erde tätig gewesenen Tiefsee-Expeditionen können nur die wichtigsten angeführt werden.

Wyville Thomson, Professor in Edinburg, hat es zuerst verstanden, durch die Tat für die meereskundliche Wissenschaft oder die Ozeanographie die Wege moderner Forschung zu ebnen; unterstützt von A. Carpenter, hat er 1868 bis 1870 an Bord der britischen Kriegsschiffe „Lightning" und „Porcupine" die Gewässer westlich von Irland untersucht, um dann südwärts an der portugiesischen Küste entlang bis in das Mittelmeer von Malta die Arbeit fortzusetzen.

Derselbe Thomson gelangte auf den Höhepunkt seiner Tätigkeit während der bisher nach Ausdehnung und Resultaten unerreichten „Challenger"-Expedition, welche in den Jahren 1872 bis 1876 rund um die Erde ging. Ihre Ergebnisse, in nahezu 20jähriger Arbeit durch J. Murray herausgegeben, bilden augenblicklich noch den Grundpfeiler fast aller ozeanographischen Kenntnisse in wissenschaftlicher Hinsicht. Der methodische Fortschritt hat natürlich seitdem vieles geändert und verbessert.

Eine Weltreise, welche ganz vorzugsweise der physischen Meereskunde zu gute gekommen ist und die ausgedehnteste deutsche Forschungsfahrt zur See darstellt, verdanken wir unserer Marine, welche 1874—1876 die Korvette „Gazelle" unter F. von Schleinitz entsandte.

Seit den 70er Jahren des 19. Jahrhunderts lassen die Amerikaner durch die Fahrzeuge „Blake" und „Albatroß" die westindischen Gewässer, das Golfstromgebiet und den nördlichen Stillen Ozean untersuchen. Der Name von A. Agassiz ist mit diesen bedeutsamen Forschungen verknüpft; noch jüngst, in den Jahren 1899 und 1900, ist fast die gesamte Südsee von „Albatroß" wiederum durchfahren worden.

Aber auch die kleineren seefahrenden Staaten sind nicht untätig geblieben; Norwegen hat durch Mohn und neuerdings durch Hjort das sogenannte europäische Nordmeer, d. h. das Meer zwischen Norwegen, Island, Grönland, Spitzbergen nach allen Richtungen hin durchforschen lassen, Dänemark seine dänischen und isländischen Gewässer durch Knudsen, Schweden die Ostsee durch

Ekman und Petersson, Österreich durch Luksch u. a. das östliche Mittelmeer und das Rote Meer, die Niederlande durch Weber die hinterindischen Gewässer; kurzum, überall ist offenbar die Erkenntnis zum Durchbruch gekommen, daß die „Seegeltung" eines Volkes nicht bloß durch Panzerschiffe und Kanonen dargestellt wird, sondern daß auch die genaue Erkundung der Meere für jede Nation einen Ruhmestitel und einen Gewinn an moralischer Macht bedeutet.

Auf deutscher Seite sind außer der Reise der „Gazelle" zwei größere Meeres-Expeditionen zu nennen. 1889 entsandte das preußische Kultusministerium den „National" unter Hensen nach dem Nordatlantischen Ozean, hauptsächlich zu dem Zwecke, die räumliche Verteilung und die Mengen des Plankton, d. h. der flottierenden, freischwebenden, kleinen und kleinsten vegetabilischen und animalischen Lebewesen, zu studieren. Viel umfassender waren die Ziele der „Valdivia"-Expedition" 1898/99, welche, von Reichs wegen ausgeschickt, unter Chun im Atlantischen und Indischen Ozean und bis zum südlichen Eismeer hin gearbeitet und, abgesehen von der Biologie, auch die physische Geographie der Meere erheblich gefördert hat.

Endlich darf man von den unterwegs befindlichen Südpolar-Expeditionen einen bedeutenden Zuwachs unserer meereskundlichen Kenntnisse erwarten, zumal im hohen Süden zu einem großen Teil lediglich Probleme des Eises und des Meeres in Frage stehen.

I. Teil:

Die räumliche Ausdehnung der Meere.

1. Kapitel: Tiefenverhältnisse oder vertikale Gliederung.

§ 2. Die Methoden der Tiefenmessung.

Wenn ein Schiff einen Hafen ansteuert oder verläßt, so liegt eine der wichtigsten Aufgaben des Kapitäns darin, immer für genügende Wassertiefe zu sorgen, d. h. Untiefen mit geringerem Wasserstande, als sein Schiff ihn verlangt, zu vermeiden. Dies setzt voraus, daß alle Küstengebiete sorgsam ihren Tiefenverhältnissen nach vermessen sind, oder daß man doch bei der einzelnen Fahrt jeden Augenblick durch einfachste Lotungen geringe Tiefen messen kann. Für solche lediglich navigatorischen Zwecken dienende Tiefenmessungen, die, wenn es um Küstenaufnahmen sich handelt, häufig bis 100 oder 200 m Tiefe ausgedehnt werden, also bis auf Tiefen, welche schon viel erheblicher sind als der Tiefgang der größten Schiffe[1], werden an dünnen, guten Hanfleinen befestigte Handlote benutzt.

Bleigewichte von 6—20 kg Schwere und langgestreckter Form haben an ihrem unteren Ende eine Höhlung, die mit Talg ausgefüllt wird, damit man bei dem Aufstoßen des Lotes auf den Grund auch eine Bodenprobe erhält und sieht, ob Sand, Schlamm oder dergl. den Meeresboden bildet; die Hanfleine ist in Meter oder englische Faden[2] gemarkt, und man fühlt bei dem Laufen der Leine durch die Hand den Moment der Grundberührung.

[1] Dieser Tiefgang erreicht heutzutage im Höchstbetrage etwa 28—30 Fuß oder fast 10 m.

[2] 1 engl. Faden = 6 engl. Fuß = 1,83 m.

Die großen Meerestiefen von 1000 m und darüber (bis nahe an 10000 m, welche in den Meeren der Erde vorkommen[1]), kann man nicht einfach mit der Hand messen. Es hat seit den ersten Versuchen der Arbeit mehrerer Jahrzehnte bedurft, bis man es lernte, in zuverlässiger Weise Tiefseelotungen überall und auch bei schwerem Wetter auszuführen. Zwei Punkte waren wesentliche Vorbedingungen: erstens die Benutzung von dünnem Stahldraht an Stelle der Hanfleine, und zweitens die Auslösung und das Abwerfen des Sinkgewichtes am Meeresgrunde.

Man denke sich auf einer stählernen Trommel 6000 bis 10000 m sogenannten Klaviersaitendrahtes von 0,6 bis 0,9 mm Durchmesser aufgewickelt. Dieser Stahldraht hat sehr wenig Reibung im Wasser, ist außerordentlich widerstandsfähig und kann je nach der Stärke bis zu 200 kg tragen. Die eisernen Gewichte z_1, welche man in großer Zahl mitführen muß, und welche den Draht hinabziehen sollen, wiegen 15 bis 30 kg je nach den Tiefen, über denen man arbeitet; sie sind durchbohrt und werden an einer Lotröhre z (Fig. 1) mittelst zweier kurzer Drahtenden aufgehängt. Bei dem Aufstoßen fallen die zwei um den Bolzen c drehbaren kurzen Arme d und d_1 in der Richtung der Pfeile abwärts, wobei die Drahtschlingen und mit ihnen das Gewicht z_1 abgestreift wird; zugleich erhält man eine Grundprobe durch die lange, schmale Röhre z_2. Der Draht selbst läuft über ein Meßrad von 1 m Umfang, die Umdrehungen des Rades werden durch ein Zählwerk gezählt, so daß man jederzeit die Länge des ausgegebenen Drahtes kennt.

Nun darf man das Lot mit Gewicht nicht frei lassen, denn es würde sonst infolge des Trägheitsmomentes der sich drehenden Maschinentrommel und des Eigengewichtes des Drahtes die Bewegung auch beim Erreichen des Meeresgrundes nicht aufhören,

[1] vergl. § 3.

es würde zu viel Draht auslaufen, und der ſehr ſperrige Draht würde ſich werfen und brechen. Man muß deshalb an der

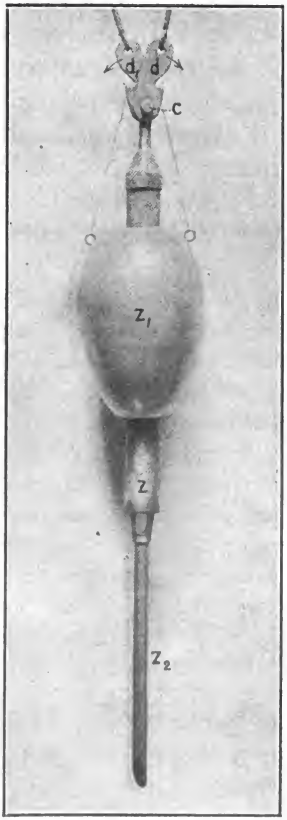


Fig. 1. Brookes Tiefſeelot.

Drahttrommel ſo viel Hemmung durch Anziehen einer Bremsleine wirken laſſen, daß das Drahtgewicht immer kompenſiert oder

weggebremst ist, so daß nur der eiserne Sinker z_1 einen Zug ausübt: dann muß die Maschine ganz von selbst bei der Grundberührung stillstehen. Fühlen kann man selbstverständlich die Ankunft des Lotes auf dem Meeresboden bei den gewaltigen Tiefen nicht mehr.

Im allgemeinen läßt man 2 bis 2,5 m Draht pro Sekunde auslaufen; das Einhieven des Drahtes (ohne Gewicht z_1) erfolgt mit Dampf- oder elektromotorischer Kraft und bringt 1,5 bis 2 m pro Sekunde wieder herauf. Eine einzige Tiefenmessung von etwa 5000 m beansprucht also im ganzen ungefähr $1^1/_2$ Stunde Zeit, indem das Lotgewicht allein $^3/_4$ Stunde lang abwärts fällt. Selbstverständlich muß das Schiff während der Lotung gestoppt liegen.

Neben diesen Methoden der *direkten* Messung einmal von geringen und sodann von ganz großen Meerestiefen erwähnen wir unter vielen anderen eine einzige *indirekte*, von *Thomson* angegebene Methode, die für mäßige Tiefen, bis etwa 200 oder 300 m, ausreicht und für die unmittelbaren Zwecke der Schiffahrt fast unentbehrlich geworden ist, weil sie, unter Benutzung des Wasserdruckes, die Tiefenmessung auch während der Fahrt gestattet.

Eine etwa 60 cm lange Glasröhre von sehr geringem Querschnitt (Durchmesser 1,5—2 mm) sei an *einem* Ende verschlossen; wenn sie mit dem offenen Ende nach unten in das Wasser versenkt wird, so wird das Wasser in der Röhre emporsteigen, aber sie nicht ausfüllen, da die darin befindliche Luft nur bis zu einem gewissen Betrag komprimiert wird. Dieser Betrag wird von der Wassertiefe abhängen, indem das Volumen der Luft fast genau in umgekehrtem Verhältnis zur Größe des auf ihr lastenden Druckes und damit auch zur Wassertiefe steht, und zwar einerlei, ob die Röhre genau senkrecht oder schräg hinabgefiert wird — denn der Wasserdruck, der an dem offenen Röhrenende wirksam wird, ist

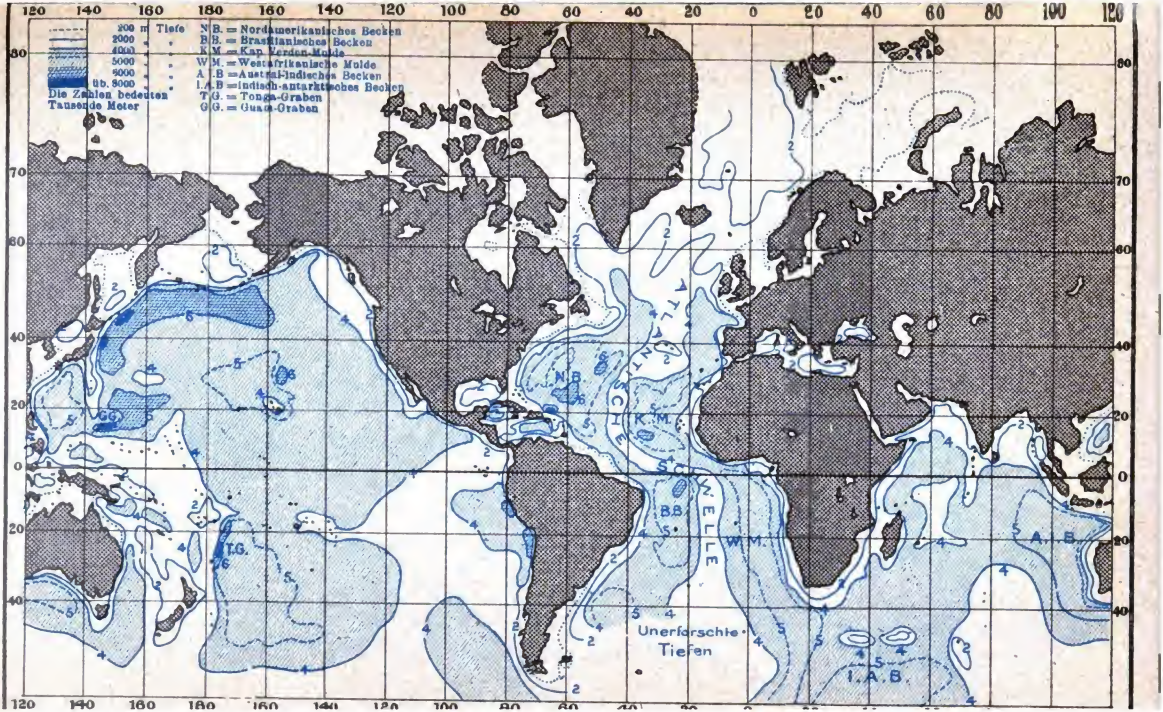
immer gleich dem Gewicht der senkrecht darüberstehenden Wassersäule, vermehrt um den Atmosphärendruck. Da ferner die Glasröhre innen mit einem roten Belag von chromsaurem Silber versehen ist, der durch die Berührung mit Seewasser weiß wird, so hat man ein Mittel, nach dem Hochwinden der Röhre an der Grenzlinie zwischen rotem und weißem Belag zu erkennen, wie hoch das Meerwasser in der Röhre gestanden hat, und damit einen Rückschluß auf die Tiefe. Dieses Thomsonsche Patentlot kann, da eine senkrechte Stellung der Röhre nicht notwendig ist, auch vom fahrenden Schiffe aus benutzt werden, was an Bord der heutigen Post- und Schnelldampfer, deren Zeit äußerst knapp bemessen ist, einen unschätzbaren Vorteil bedeutet.

§ 3. Die Bodengestaltung der Ozeane im allgemeinen.

Die Ergebnisse der vielen Tausende von Tiefenmessungen, welche im Laufe der Jahrzehnte ausgeführt worden sind, sind in der Hauptsache in den englischen Admiralitäts-Seekarten niedergelegt, natürlich nach dem englischen Fadenmaß[1]. Die Seekarten der anderen Nationen kommen hiergegen bis heute in nur ganz unwesentlichem Grade in Betracht. Für wissenschaftliche und Schulzwecke bedient man sich der Übersichtskarten, welche so, wie manche Festlandskarten die Höhezonen durch Isohypsen oder Linien gleicher Höhe veranschaulichen, durch Linien gleicher Tiefe oder Isobathen ein Bild von dem Relief des Meeresgrundes vermitteln (Fig. 2).

Schauen wir uns zunächst nach den großen Charakterzügen der untermeerischen Bodengestaltung um, so werden die durchweg großen Zahlen im Gebiete der offenen See auffallen. Über 2000, 4000, ja 6000 m tief sind ganz gewaltige Strecken der Ozeane, während doch im Vergleich hierzu

[1] Vergl. oben Fußnote auf S. 12.


200 m Tiefe
2000 " "
4000 " "
5000 " "
6000 " "
üb. 8000 " "
Die Zahlen bedeuten Tausende Meter
N.B. = Nordamerikanisches Becken
B.B. = Brasilianisches Becken
K.M. = Kap Verdes-Mulde
W.M. = Westafrikanische Mulde
A.B. = Austral-Indisches Becken
I.A.B. = Indisch-antarktisches Becken
T.G. = Tonga-Graben
G.G. = Guam-Graben
ATLANTISCHER OZEAN
PAZIFISCHER OZEAN
N.B.
K.M.
B.B.
W.M.
A.B.
T.G.
G.G.
Unerforschte Tiefen
I.A.B.

auf dem Festlande die Flächen mit über 2000 m oder gar 4000 und 6000 m Erhebung äußerst klein sind. Diese Tatsache kommt schon in dem durch mühsame Berechnungen festgestellten Verhältnis der mittleren Tiefe aller Ozeane zur mittleren Höhe aller Festländer zum Ausdruck, indem erstere auf rund 3500 m, letztere nur auf rund 700 m zu veranschlagen ist; noch hellere Beleuchtung erfährt sie durch die nachstehende Zusammenstellung, in welcher die den einzelnen Höhen-, bezw. Tiefenstufen zukommenden Arealwerte in Prozenten der gesamten Erdoberfläche zu finden sind. Es liegen

in einer Höhe	von	ca. 9000—4000 m	über dem Meere	0.5					
„ „ „	von	4000—3000 m	„ „ „	0.6					
„ „ „	von	3000—2000 m	„ „ „	1.2					
„ „ „	von	2000—1000 m	„ „ „	4.3					
„ „ „	von	1000— 200 m	„ „ „	13.0					
„ „ „	von	200— 0 m	„ „ „	10.5					
in einer Tiefe	von	0— 200 m	unter dem Meere	5.2					
„ „ „	von	200—1000 m	„ „ „	3.2					
„ „ „	von	1000—2000 m	„ „ „	3.4					
„ „ „	von	2000—3000 m	„ „ „	6.6					
„ „ „	von	3000—4000 m	„ „ „	14.5					
„ „ „	von	4000—ca. 10000 m	„ „	37.0					

%.

Eine graphische Darstellung dieser Tabelle ist Fig. 4 auf S. 30, welche noch in § 4 in anderem Zusammenhang besprochen wird. Wenn also 37 % oder über ein Drittel der Erdoberfläche den ganz großen Meerestiefen von über 4000 m Tiefe zugehören, so müssen — und dies ist in der Tat der Fall — weitgedehnte Vertiefungen von Muldenform oder Beckenform vorherrschen; sie sind durch einzelne Schwellen oder Rücken, d. h. relative Erhebungen, über

denen aber auch noch 2—3000 m Wasser stehen mag, von einander getrennt.

Typisch ist in dieser Beziehung die Art der Bodengestaltung im Atlantischen Ozean ausgeprägt. Von Island aus zieht über die Azoren hinweg nach Südsüdwesten eine unterseeische Schwelle, welche auf der Breite der Kap Verdischen Inseln nach Südosten und unter dem Äquator genau nach Süden umbiegt, auf diese Art die S-förmigen Biegungen der amerikanischen und afrikanischen Küstenlinien wiederholend. Westlich sowohl wie östlich von dieser Atlantischen Schwelle, welche gewissermaßen das Rückgrat des Ozeans bildet, liegen tiefe Becken; auf der westlichen oder amerikanischen Seite das Nordamerikanische und das Brasilianische Becken mit Tiefen bis über 6000 m, auf der östlichen oder europäisch-afrikanischen Seite die Kap-Verden-Mulde und die Westafrikanische Mulde, beide bis zu 5000 m im allgemeinen absinkend.

Im Bereiche des Nordamerikanischen Beckens liegt die größte in dem Atlantischen Ozean jemals gemessene Tiefe mit 8341 m; sie befindet sich unter 19° 39′ N. Br. und 66° 26′ W. L. von Greenwich[1], nur 90 Seemeilen[2] oder rund 160 km nördlich von der Küste von Puerto Rico entfernt! Diese tiefste Stelle scheint aber, soviel man bisher weiß, wenig ausgedehnt und ein kesselförmiges Loch zu sein.

In dem Karibischen Meere und dem Golfe von Mexiko sind, wie eine Tiefenkarte größeren Maßstabes zeigen

[1] Alle Längenangaben in diesem Buche sind nach Greenwicher Meridian gerechnet.

[2] 1 Seemeile, eines der wichtigsten und unentbehrlichen nautischen Maße, ist = $^1/_{60}$ Äquatorgrad = 1,85 km. 1 deutsche oder geographische Meile = $^1/_{15}$ Äquatorgrad = 7,4 km = 4 Seemeilen.

würde, geradezu wundervoll gegliederte Bodenformen vorhanden. Der Golf von Mexiko ist noch ein verhältnismäßig einfaches, trogartiges Becken mit seinen tiefsten Partien von nahezu 4000 m ungefähr in der Mitte. Aber die Meeresgegenden südlich von Kuba und Jamaika sind auf das mannigfaltigste gestaltet: lange schmale, aber bis 6000 m tiefe Gräben sind längs steiler Erhebungen, welche von Untiefen, Bänken oder Inselchen gekrönt sind, versenkt in bunter Abwechslung. Das Ganze ist, wie bekannt, durch die Perlenschnur der großen und kleinen Antillen vom offenen Ozean abgetrennt, zu welchem nur enge und ziemlich seichte Ausgangspforten führen.

Noch vollkommener ist der Abschluß des Mittelmeeres vom Atlantischen Ozean; die durch die Straße von Gibraltar gewährte größte Zugangstiefe beträgt nur knapp 200 m, indem von Kap Trafalgar nach Kap Spartel eine seichte Bodenschwelle verläuft. Ähnlich wie im Atlantischen Ozean im großen und in den westindischen Gewässern im kleinen, wiederholen sich im Mittelmeer die Beckenformen. Man muß vom meereskundlichen Standpunkte aus eigentlich zwei Mittelmeere annehmen, die durch eine von Süditalien über Sizilien etwa nach Tunis hinüber gezogene Linie voneinander getrennt sind. Das westliche, nicht so genau erforschte Mittelmeer erreicht Tiefen von über 3000 m in einzelnen Becken; das östliche, sehr gut abgelotete solche von über 4000 m. Im Ägäischen Meer wiederholen sich dieselben Bildungen im kleinsten Maßstabe in der Existenz sehr zahlreicher, kesselförmiger Löcher zwischen den einzelnen Inselgruppen. Das Schwarze Meer endlich ist, rein bathymetrisch betrachtet, dem Golfe von Mexiko in seinem trogartigen Bau vergleichbar. — Unsere

deutschen Gewässer der Nord- und Ostsee gehören nicht zu den Tiefseebildungen und finden in § 4 Erwähnung. —

Der offene Indische Ozean bietet, im ganzen genommen, wenige in das Auge fallende, interessante Bodenformen, wobei die Frage noch offen bleibt, wieviel von dieser Eintönigkeit des Reliefs vielleicht nur scheinbar und durch unsere bislang noch nicht genügenden Kenntnisse der Tiefsee erklärbar ist. Südlich vom Äquator liegt ein riesiges Becken, das Australindische genannt, weil es sich an die australische Seite anlehnt und daselbst 5—6000 m tief ist. Einige Tiefenlotungen reichen über 6000 m hinab; in 18° 6′ S. Br. und 101° 54′ O. L. ist mit 6459 m bis jetzt die Maximaltiefe dieses Weltmeeres gemessen, welche sonach um etwa 2000 m hinter der atlantischen Maximaltiefe zurückbleibt. — Die Koralleninseln der Lakkadiven und Malediven liegen auf einem Nord-Süd gerichteten, mit dem vorderindischen Festlande verbundenen Rücken, dem Chagos-Rücken (2—3000 m), aber auch die hohen Inseln der Seychellen, von Mauritius, Réunion u. s. w. sind durch eine gemeinsame (Maskarenen-)Schwelle verbunden. Madagaskar ist bathymetrisch durch den vergleichsweise seichten Mozambique-Kanal an Afrika angegliedert.

In den hinterindischen oder malaiischen Gewässern muß man zwischen den Meeresgebieten unterscheiden, welche westlich und östlich einer die Cochinchinaküste mit Borneo und Flores verbindenden Linie liegen. Westlich von dieser Linie sind nämlich die Tiefen ungemein gering, so daß die südliche Chinasee und die Javasee nur etwa 50—100 m tief sind, etwa wie unsere Nordsee; östlich davon aber finden wir, ähnlich wie in Westindien, so hier in der

Sulusee, Celebessee, Bandasee eine Menge sehr tief eingesenkter und dabei kleiner Kessel und Becken bis zu 6000 m Tiefe, welche ihren Wärmeverhältnissen nach bereits zum Stillen oder Großen Ozean gerechnet werden müssen, indem sie jedenfalls vorzugsweise mit ihm in Verbindung stehen.

Für den Stillen Ozean ist das Auftreten von Gräben charakteristisch, wenn schon in den zwei anderen Weltmeeren solche Bildungen auch vorkommen. Wir verstehen darunter eine langgestreckte, aber schmale und dabei sehr beträchtliche Vertiefung, welche in der Regel „randständig", d. h. dicht an den Rändern von Festländern oder an früheren Festlandsrändern auftritt, und welche meist insofern asymmetrisch gebaut ist, als der eine Rand, und zwar der dem Festland zugekehrte Rand, erheblich höher liegt als der nach dem offenen Meere zu und unter Wasser befindliche Rand. Das Profil eines solchen Grabens hat also das Aussehen von Fig. 3; die größten Tiefen liegen in unmittelbarer Landnähe, nach See zu steigt der Meeresboden langsam, aber unverkennbar wieder an. Fast ausschließlich solchen Gräben scheinen die absolut größten Meerestiefen zuzugehören,

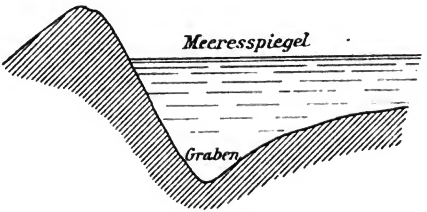


Fig. 3.

welche wir überhaupt kennen. Im Stillen Ozean sind bereits 6 große Gräben ermittelt, alle mit je über 7000 m. Zwischen den Marianen und Karolinen dehnt sich in West-Ost-Richtung derjenige Graben, in dessen Bereich gegen Ende des Jahres 1899 die bis heute größte aller Tiefen gemessen ist, indem unsern Guam unter 12° 40′ N. Br. und 145° 40′ O. L. **9636** m von dem amerikanischen Kriegsschiff „Nero" festgestellt wurden. Der Gaurisankar, in diese Tiefe gestellt, würde noch mit 800 m unter der Oberfläche des Meeres bleiben. Auch östlich von den Tonga- und den Kermadec-Inseln sind grabenartige Einsenkungen von über 9000 m vorhanden; der Graben ostwärts von Japan und derjenige südlich der Aleuten kommt auf über 8000 m.

So interessant diese Gebilde morphologisch, zumal durch ihre Landnähe, sind, so ist doch nicht zu vergessen, daß sie dem Areale nach gegenüber den Bodenformen im großen, d. h. den fast alles umfassenden Mulden und Becken, verschwinden. Auch vom Stillen Ozean gilt nämlich, daß im übrigen, zumal nach der amerikanischen Seite hinüber, ein anscheinend wenig gegliedertes, im Mittel 4—5000 m tiefes pazifisches Becken von riesigen, fast dem gesamten Atlantischen Ozean gleichkommenden Dimensionen vorherrscht.

Unter den bekannten ostasiatischen Randmeeren ist nur das Gelbe Meer seicht (Tiefen bis zu 200 m); das Japanische, das Ochotskische und das Beringsmeer sind dagegen tiefe Becken mit Einsenkungen bis etwa 4000 m. Was die zahllosen Koralleneilande der Südsee betrifft, so steigt ihr Sockel, der kleine Gruppen verbindet, meist unvermittelt aus der Tiefsee auf; jedenfalls liegt die Ge-

samtheit der Inseln nicht auf einer einzigen submarinen Erhebung, wie man früher mehrfach annahm.

Die Eismeere sind, wie die neueren Forschungen immer deutlicher zeigen, durchaus keine Nebenmeere oder Anhängsel der bisher genannten drei großen Weltmeere. Das nördliche Eismeer erstreckt sich einerseits bis zu einem Grönland, Island und Schottland verbindenden Rücken südwärts und dürfte andererseits mit Tiefen von 3—4000 m nach Nansens Messungen bis zum Nordpol sich ausdehnen. Im südlichen Eismeer kennen wir, von lokal beschränkten Lotungen abgesehen, bis heute nur die Verhältnisse südlich vom Indischen Ozean; hiernach liegt daselbst ein ungemein tiefes Becken, das Indisch-antarktische, welches in der Gegend des Greenwicher Nullmeridianes sehr weit zum Südpol hin sich erstrecken dürfte. 5733 m ist die bisher größte, von der „Valdivia" ermittelte Einsenkung.

§ 4. Besonderheiten der Gestaltung des Meeresbodens.

Die eben gegebene Übersicht über die großen Charakterzüge der Bodengestaltung hat wohl schon dies erkennen lassen, daß unterseeische wild zerklüftete und ausgedehnte Faltengebirge, Kettengebirge wie unsere Alpen u. s. w., nicht vorhanden sind. Außerordentlich flachwellige Formen in sanftem An- oder Abstieg überwiegen durchaus, und insofern besteht ein wesentlicher Unterschied zwischen den Oberflächenformen der größten Teile der Kontinente und denen der Meere. Es kann ja auch gar nicht anders sein. Die abspülende, einschneidende und forttragende Tätigkeit der Atmosphärilien, d. h. von Wind und Wetter, Regen und Frost, sowie die „erodierende" der Flüsse und Ströme modelliert zahllose schroffe, scharf-

kantige Formen in Tälern und Rinnen heraus; solche Kräfteäußerungen fehlen aber in der in einer ewigen Ruhe verharrenden Tiefsee durchaus. Von den Tiefseeböden wird nicht nur nichts wegtransportiert, sie sind vielmehr die Stätte einer zwar langsamen, aber im Laufe der Jahrtausende doch merklichen und ununterbrochenen Ablagerung von Sinkstoffen verschiedener Art.

In der Nähe der Festlandsküsten überwiegen von diesen herstammende Sedimente, es werden Sande, Kiese, Korallenschlamm, Schlick in allen möglichen Farben aufbereitet, und, vom Korallenschlamm abgesehen, sind Mineralien, zumal Quarzpartikelchen, ein Hauptbestandteil dieser terrigenen Sedimente. — Am Grunde der großen ozeanischen Becken fernab vom Land findet man Sinkstoffe ausschließlich organischen Ursprunges. Die Zoologen unterscheiden hauptsächlich „Globigerinenschlamm", „Pteropoden"-, „Diatomeen"- und „Radiolarien"-Schlamm, je nachdem die Kalk- oder Kieselgerüste dieser kleinsten Lebewesen in ihm vorherrschen; man hat sich vorzustellen, daß ein ständiger Regen von allmählich absinkenden Resten derjenigen Tier- und Pflanzenwelt, die in den oberen Wasserschichten gelebt hat, auf den Meeresboden gelangt, und letzterer somit eine riesenhafte Grabstätte für das organische Leben der Ozeane darstellt (pelagische Sedimente).

Diese Sedimente sind mit Erfolg bestrebt, alle etwa hervortretenden Unregelmäßigkeiten des Meeresbodens einzuhüllen; sie steigern jedenfalls die schon in dem gesamten Krustenbau der Meerestiefen vorliegende Eintönigkeit des unterseeischen Reliefs. Bei den gewaltigen Entfernungen, um welche es sich meist handelt, dürfte ein erheblicher Teil des Meeresbodens, wenn trocken gelegt, unserem Auge vollkommen eben erscheinen, indem die mittlere Neigung viel kleiner ist als 1:200.

Diese Feststellung, die im allgemeinen gilt, schließt natürlich Ausnahmen nicht aus. Es gibt lokale sehr steile Erhebungen mitten in den Ozeanen — die neueren Tiefseeforschungen bringen eine ständig wachsende Zahl von Beispielen dafür —, welche wie einzelne, riesige Berggipfel bis zur Oberfläche oder bis nahe an dieselbe aufsteigen. Fast ausschließlich sind es wohl submarine Vulkane, welche derart als B ä n k e in den Tiefenkarten großen Maßstabes erscheinen.

Besonders reich an solchen Bildungen scheint der Nordatlantische Ozean zu sein — vielleicht ist dieser Reichtum nur scheinbar, weil wir in den anderen Meeren vergleichsweise viel weniger genau Bescheid wissen —; die Meeresgegend westwärts von der marokkanischen Küste birgt 7 solcher Untiefen, unter denen die Gettysburg-Bank schon seit 1876 bekannt ist, während die übrigen erst Anfang der achtziger Jahre bei dem Legen von Telegraphenkabeln zwischen Lissabon und Madeira, bezw. Cadiz und den Kanarischen Inseln entdeckt wurden. Die geringste Tiefe auf der Gettysburg-Bank ist 55 m, auf der Seine-Bank im Nordosten von Madeira etwa 150 m. Alle diese Bänke ragen aus einem etwa 4000 m tiefen Meere unvermittelt, jede für sich, empor; dabei nehmen sie ein sehr geringes Areal ein; denn der noch nicht 200 m tiefe Teil dieser Bänke umfaßt, soviel man weiß, nur etwa 50—100 qkm, und wir führen zum Vergleich an, daß die Stadt Berlin 40 qkm Fläche bedeckt.

Die oberste Kappe dieser Gipfel scheint vorwiegend kahler Fels zu sein; unsere Lotröhren bringen kein Sediment herauf und zeigen Spuren von Beschädigung durch das Aufschlagen auf den Felsen; in diesen geringen Tiefen vermögen wahrscheinlich die Meeresströmungen und Ebbe- und Flutbewegungen die Ablagerung von Globigerinensand, wie man ihn an den tieferen Abhängen der Bänke

gefunden hat, zu verhindern. — Die Böschungswinkel sind vielfach sehr steil, es kommen Winkel von 35° vor. Am Vesuv hat man 28—30°, am Fusiyama in Japan an der Basis 12—13°, in rund 2000 m Höhe 23—24° und an den steilsten Stellen nicht über 35°. Dieser Vergleich mit den Verhältnissen regelmäßig geformter Vulkane läßt mit großer Wahrscheinlichkeit auf die vulkanische Natur dieser Bänke schließen; zudem sind auf der Gettysburg-Bank schwarze Lavabrocken gefunden worden. — Oft reichen diese vulkanischen Berge natürlich auch über die Oberfläche des Meeres heraus: die einsamen Inselchen St. Paul nahe dem atlantischen Äquator, St. Helena und Ascension im südatlantischen Ozean, St. Paul und Neu-Amsterdam im südlichen Indischen Ozean u. a. m. sind Beispiele dafür.

Wie steht es endlich mit der Gestaltung des *Grenzgebietes von Kontinent und Tiefsee*? In welcher Weise findet der Übergang vom Festland zu den großen Ebenen der Meeresbecken und Meeresmulden statt? An das Festland schließt sich zunächst der Strand, jener im allgemeinen sehr schmale „amphibische" Gürtel (wie Supan ihn genannt hat), welcher bei Hochwasser Meeresboden, bei Niedrigwasser Land ist. Dann folgt in den weitaus meisten Fällen die sogenannte *Kontinentalstufe*; es ist dies ein dem heutigen Küstenverlauf öfters sich anpassender Meeresstrich, dessen Tiefen meist zwischen 100 und 200 m liegen und von 50—400 m in den Extremen zu schwanken pflegen. Die Neigung oder Böschung auf dieser Meeresstrecke ist ungefähr der Neigung auf dem anschließenden Festlande gleich und im allgemeinen sehr gering, so daß man aus diesen und anderen

Gründen diesen Meeresteil noch nicht zur Tiefsee rechnen darf, sondern in ihm den äußeren, aber unter Wasser befindlichen, wahren Rand der Kontinente in geologischem Sinne zu erblicken hat; daher der Name „Kontinentalstufe". Erst jenseits dieser Stufe beginnt die Tiefsee, indem nun der Meeresboden meist plötzlich in stark vermehrter Böschung steil abzufallen pflegt.

Der Kontinentalstufe kommt, von ihrer morphologischen Bedeutung abgesehen, auch in physischer und biologischer Hinsicht große Wichtigkeit zu. Bis rund 200 m Tiefe dürften — allerdings in Ausnahmefällen — die mechanischen, abtragenden Wirkungen des Seeganges, also der Wellen, Dünung, Brandung, sowie die transportierende Kraft der Meeresströmungen einschließlich der Gezeitenbewegungen hinabreichen; bis in ähnliche Tiefen reichen wohl auch die Einflüsse der Sonnenstrahlen, zumal derjenigen des chemisch wirksamen Spektrumteiles, wodurch die Kontinentalstufe für die organische Welt des Meeres, besonders für das vegetabilische Plankton, welches seinerseits die Urnahrung der Meerestiere darstellt, sehr günstige Lebensbedingungen bietet. Und so wird endlich die geradezu durchschlagende Bedeutung dieser vergleichsweise seichten Litoralzone für das Vorkommen unserer wichtigen Nutzfische verständlich: fast die gesamten großen Fischereien auf Hering, Dorsch, Kabeljau, Scholle, Schellfisch u. s. f. finden auf den Meerestiefen von 50—200 m statt. Da, wo die Kontinentalstufe besonders breit ist und manchmal in Gestalt von Flachseebänken bedeutende Areale einnimmt, liegen im allgemeinen die Mittelpunkte der sogenannten Hochseefischerei[1]. Unter „Hochseefischerei" ist

[1] Vergl. hierüber in anderem Zusammenhange auch § 10, II.

also nicht die Fischerei über den großen Tiefen der ozeanischen Becken zu verstehen, sondern die Fischerei in einer Flachseezone, welche verschieden weit von der Küste und der Küstenfischerei betrieben werden kann.

Zu der Kontinentalstufe gehört in erster Linie der Englische Kanal, die Irische See und fast die gesamte Nordsee mit Ausnahme einer schmalen, tiefen, dicht unter der Südwest- und Südküste Norwegens bis in das Skagerrak hinein verlaufenden Rinne. Erst jenseits der 200 m-Linie beginnt in meereskundlichem Sinne der Atlantische Ozean; die Nordsee gehört, einschließlich der Britischen Inseln selbst, zu dem Kontinentalblock Europa; sie ist in einzelnen Teilen, wie z. B. der berühmten Doggerbank, auf welcher 30—40 m Wasser steht, das bevorzugte Gebiet für die Fischdampferflotten der angrenzenden Nationen. Genannt seien ferner in diesem Zusammenhange die Fischgründe auf den Lofoten, sowie auf der amerikanischen Seite des Atlantischen Ozeans die kabeljaureiche, zugleich nebelberüchtigte Neufundlandbank. Auch die an der Südspitze Afrikas zwischen Kapstadt und Port Elisabeth gelegene Agulhasbank, welche wegen der Stürme und hohen See besonders gefürchtet ist, gehört hierher.

Im Indischen Ozean ist die gesamte Java-See und die südliche Chinesische See noch keine 200 m tief, zum Zeichen, daß das hinterindische Festland mindestens mit Sumatra, Borneo und Java in früheren Erdepochen verbunden gewesen sein muß. Im nördlichen Stillen Ozean sind auf der östlichen, amerikanischen Seite rund 100,000 qkm der Kontinentalstufe durch ihre geradezu fabelhaften Fischreichtümer bekannt; eine der Hauptursachen zur Erwerbung Alaskas seitens der Union waren diese hochnordischen Fischgründe, welche, von unermeßlichen Kabeljaumengen bevölkert, auf der Erde nicht ihresgleichen zu finden scheinen.

An manchen Meeresküsten fehlt die Zone der Kontinentalstufe ganz oder fast ganz, natürlich überall an Korallen- und Vulkan-Inseln; aber auch an einigen Fest-

landsgestaden geht es steil und unvermittelt in schier unergründliche Tiefen hinab. Wohl das hervorragendste Beispiel dafür ist die Westküste von Chile und Peru; die Ketten der Anden, welche bis zu 6—7000 m Höhe aufragen, liegen unmittelbar und parallel neben einem ebenso tiefen, schmalen, langgestreckten Meeresstriche, so daß man hier die Vertikalabstände vom tiefsten Meeresgrunde bis zu den Andengipfeln auf rund 14—15000 m beziffern darf!

Was schließlich die Böschungswinkel anlangt, unter denen außerhalb der Kontinentalstufe der Abfall zu den Tiefseebecken sich zu vollziehen pflegt, so sind sie naturgemäß sehr verschieden, aber doch, wie schon erwähnt, immer erheblich größer als die Neigungen auf der eben beschriebenen Stufe selbst. Fast jedes Tiefenprofil zeigt in der Gegend von rund 200 m Tiefe eine deutliche Knickung der Tiefenlinie; der Neigungswinkel mag von 200 m bis 3000 oder 4000 m Tiefe in sehr roher Annäherung meist 2° bis 6°, im Mittel etwa 4° betragen. Eine solche Neigung ist durchaus nicht gering, zumal sie für eine ziemlich erhebliche Entfernung gilt; eine solche Neigung entspricht z. B. auch dem mittleren Böschungswinkel unserer Hochgebirge, bei denen man natürlich von den Steilgehängen einzelner Täler absehen muß. Im großen Durchschnitt ist der Übergang von der Flachsee zur Tiefsee ein unvermittelter, ähnlich schroff wie der vom Hochlande zum Tief- oder Flachlande. Sehr klar ersichtlich wird der typische oder schematische Verlauf der durchschnittlichen Böschung der Erdrinde von den höchsten Bergen bis zu den größten Tiefen aus einer sogenannten hypso- und bathygraphischen Kurve, welche in Fig. 4 ge-

geben ist. Trägt man nämlich in einem Koordinatensystem als Ordinaten die Höhen, bezw. Tiefen ab, als Abscissen die den einzelnen Höhen- und Tiefenstufen zukommenden Flächen, so gibt die Profilfläche eine augenfällige Vorstellung von den Rauminhalten der einzelnen Stufen (vergl. die Tabelle auf S. 17) und die begrenzende Kurve ein Bild von den Böschungen; die Kurve faßt alles das, was

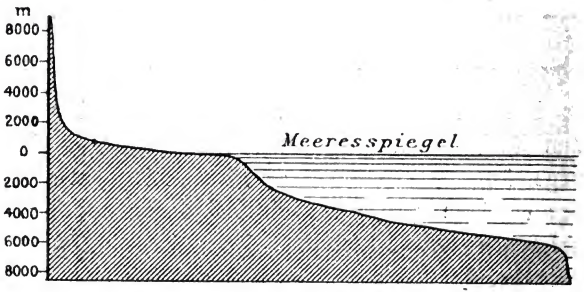


Fig. 4. Hypso-bathygraphische Kurve der Erdrinde.

in den §§ 3 und 4 im einzelnen auseinandergesetzt wurde, in genereller Weise zusammen.

§ 5. Mittelwasser und Meeresniveau.

Alle Meerestiefen werden von der Meeresoberfläche aus gemessen und auf dieselbe bezogen; sie wären untereinander ohne weiteres und streng vergleichbar, wenn der Meeresspiegel überall und allezeit unveränderlich wäre. Dies ist nun keineswegs der Fall.

Bekannt sind die an den Küsten der offenen Ozeane im Laufe eines Tages regelmäßig eintretenden Änderungen des Wasserstandes unter dem Einfluß der Ebbe und Flut, welche wir in § 22 noch näher kennen lernen werden; sie betragen meist 1—2 m, unter Umständen aber bis zu 10 m und darüber. — Von kleinerer

Größenordnung sind die Wasserstandsverschiedenheiten, welche auf dem verschiedenen Salzgehalte zweier Meeresteile beruhen. Bei gleicher Temperatur ist das salzigere Wasser das schwerere; es nimmt, wenn Gleichgewicht zwischen beiden Meeresteilen vorhanden sein soll, einen geringen Raum ein und steht also etwas tiefer als das angesüßte Wasser; meist wird durch Strömungen dieser Unterschied ausgeglichen, und manche Bewegungen in Meerengen dürften, wenigstens teilweise, hierdurch veranlaßt sein, wie z. B. diejenigen im Bosporus. — Auch die großen Oberflächenströmungen der offenen Ozeane können, wenn anders die hydrodynamischen Gesetze für stationäre Bewegungen in einer freien Flüssigkeitsoberfläche auf sie anwendbar bleiben sollen, nicht ohne ein, wenn auch noch so geringes Gefälle bestehen, und es muß, wenn wir beispielsweise eine kreisförmige, in sich rückkehrende Strömung annehmen, nach innen, nach der Mitte zu, eine Senkung der Meeresfläche vorhanden sein, deren Betrag zunächst von dem spezifischen Gewichte und der Geschwindigkeit der strömenden Wassermassen abhängig sein wird. Die entsprechende Wirkung gleichgerichteter Winde kommt hinzu, und so ist z. B. für die Mitte des zwischen Grönland, Island und Norwegen gelegenen sogenannten europäischen Nordmeeres eine Depression des Meeresspiegels um 1—2 m berechnet worden.

Auch lokal auftretende oder zeitlich vorübergehende Winde vermögen den Wasserstand zu beeinflussen, indem auf eine Küste gerichtete, „auflandige" Stürme das Wasser aufstauen — allen Bewohnern der Nordseeküste sind die Sturmfluten bei W- und NW-Stürmen bekannt, den Bewohnern der Ostseeküste die Sturmfluten bei NO- und O-Stürmen —; von einer Küste wegwehende, „ablandige" Winde erniedrigen den Wasserspiegel.

Alle diese und andere im Luft- und Wasserozean selbst begründeten, periodischen und unperiodischen Wasserstandsänderungen werden an der Hand jahrelang fortgesetzter Beobachtungen an Pegeln auf einen idealen, mittleren

Wasserstand zurückgeführt, und dies Mittelwasser gilt somit in erster Linie als Ausgangspunkt für alle Messungen, besonders auch für die Höhenmessungen an Land. In Deutschland gilt das sogenannte Normal-Null (N.N.), 37 m unter einer Höhenmarke der Berliner Sternwarte und nur 3 mm über dem Nullpunkte des Amsterdamer Pegels gelegen. Die neueren und neuesten Präzisionsnivellements über die Länder hinweg haben ferner, im Gegensatz zu früheren Anschauungen, ergeben, daß nennenswerte Unterschiede im mittleren Wasserstande, z. B. zwischen dem Mittelmeer und der Nord- und Ostsee, dem Mittelmeer und Roten Meere, nicht vorhanden sind; die Differenzen dürften höchstens 10—20 cm ausmachen. Insofern sind also alle Höhenangaben, auch wenn sie auf verschiedene Pegelnullpunkte bezogen sind, wohl untereinander vergleichbar.

Eine von dem Begriffe des Mittelwassers wesentlich verschiedene Sache ist das Meeresniveau in geodätischem Sinne, wobei gefragt wird, ob alle Teile der Meeresoberfläche in gleicher Entfernung vom Erdmittelpunkte liegen oder nicht. Die Rotation der Erde um ihre Achse muß bewirken, daß die Wassermassen nicht wie ein konzentrisches Kugelhäutchen die Erde umgeben, sondern daß sie eine ellipsoidale Gestalt mit Anschwellung am Äquator annehmen, wobei nur die auf gleichem Breitenkreise liegenden Wasserteilchen der Oberfläche gleichen Mittelpunktsabstand haben würden. Aber eine solche, in mathematischer Weise noch einfach definierbare Gestalt des Meeresniveaus entspricht nicht den tatsächlichen Verhältnissen.

Alle Körper ziehen sich bekanntlich im richtigen Verhältnis zu ihren Massen gegenseitig an, und da die Dichte oder das

spezifische Gewicht der äußeren, sichtbaren Gesteinsarten etwa 2,7 (das der ganzen Erde gar 5,5) beträgt gegenüber nur 1,02 bei dem Meerwasser, so ist klar, daß die großen Massenerhebungen der Kontinente eine ganz erheblich größere Anziehung auf das Meer ausüben müssen, als umgekehrt letzteres auf jene; an den Küsten muß das Meer höher stehen als in den landfernen Ozeanteilen, und man sieht sofort, daß infolge des außerordentlichen Wechsels im Relief der Festländer der Meeresspiegel von Ort zu Ort, auf den Erdmittelpunkt bezogen, eine andere Lage und eine derart komplexe Form haben muß, daß durch Rechnung nichts, nur durch Beobachtung etwas zu erreichen ist. Man kann zunächst nur behaupten, daß die Meeresoberfläche eine Fläche gleichen Potentials der Schwerkraft oder, wie ohne großen Fehler auch gesagt werden kann, eine Fläche gleicher Intensität der Schwerkraft sein muß, indem sie in jedem Punkte zu der durch ein Lot angezeigten Richtung der Schwere senkrecht stehen muß.

Nun hat sich auch ergeben, daß auf einsamen, mitten im Ozean gelegenen Inseln die Schwere größer ist als an den Festlandsküsten. Der *ganze* Betrag dieses Schwereunterschiedes im Meeresspiegel darf aber, wie man neuerdings immer deutlicher sieht, nicht auf die Rechnung einer unterschiedlich großen Erdmittelpunktsnähe, d. h. also einer unregelmäßig gekrümmten Meeresoberfläche gesetzt werden; bis vor wenigen Jahren hat man dies freilich getan und damals geglaubt, daß z. B. im Stillen Ozean bei den Bonin-Inseln der Meeresspiegel um nahezu 2000 m (!) tiefer liege als an den Küsten der umliegenden Festländer. Vielmehr sind zu einem großen Teil die Schwereunterschiede auch durch wirkliche Unterschiede in der Dichte der Erde selbst begründet, indem unter den Kontinenten eine Verminderung der Dichte, ja zumal unter den Hochgebirgen Massendefekte vorzuliegen scheinen, während unter den Ozeanbecken die Erdkruste schwerer, die Dichte also vermehrt sein dürfte. Immerhin bleibt auch nach den neuesten Forschungen ein bestimmter

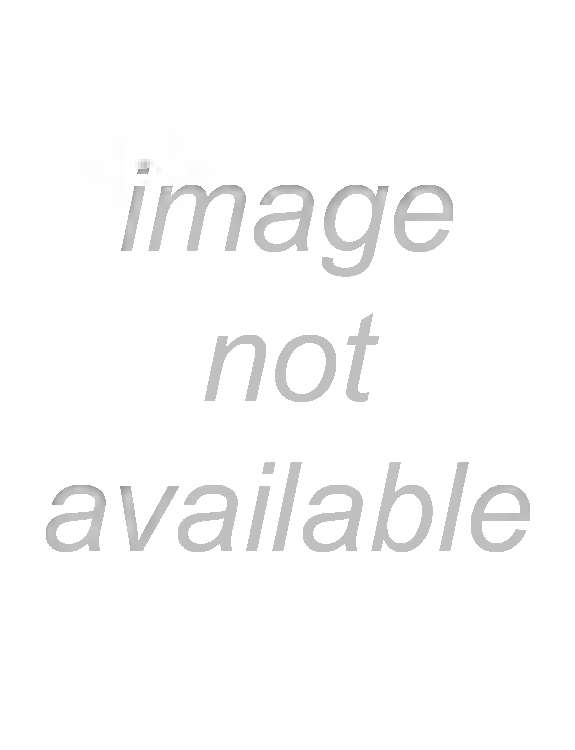


image
not
available

den hat als heute[1], haben wir z. B. in den berühmten Strandterrassen an zahlreichen norwegischen Fjorden, in den Ruinen des Serapistempels bei Pozzuoli u. s. w. — Kurzum, das Meeresniveau, welches zunächst jedem als das Ideal einer ungestörten Fläche erscheinen muß, ist weder nach Art noch nach Zeit eine regelmäßige und unveränderliche Fläche.

---

2. Kapitel: Horizontale Gliederung, Arealgröße und Volumen der Meeresräume.

§ 6. Einteilung der Meeresräume.

Es ist einleuchtend, daß die horizontale Gliederung des Weltozeans und eine darauf aufgebaute Gruppierung in einzelne Teile sich nicht durch ein bloßes Betrachten der Umrißformen der Küsten im Meeresniveau beurteilen läßt, daß man vielmehr auch die submarinen Reliefformen sowie die Gesamtheit der physikalischen Eigenschaften eines Meeresteiles bei der Frage in Erwägung ziehen muß, welcher Grad von Selbständigkeit oder Unselbständigkeit im einzelnen Falle vorliegt.

Daß der Atlantische, der Indische und der Stille Ozean je ein großes, selbständiges Weltmeer darstellen, ist durch die Beschlüsse einer Kommission der Londoner Geographischen Gesellschaft 1845 in formeller Weise festgestellt worden; aber auch ohne diese wäre die Notwendigkeit, diese drei Meeresräume besonders zu benennen, klar, da jeder von ihnen eine eigene Art der Bodengestaltung

[1] Der umgekehrte Fall wird ja unseren Augen nicht direkt sichtbar und kann nur anderweitig erschlossen werden.

besitzt und in jedem bestimmte Temperatur- und Stromverhältnisse zu selbständiger Ausbildung gelangt sind.

Ob man dabei die Trennungslinie genau in die Meridiane des Kap Horn, des Kap Agulhas und von Tasmanien verlegt oder nicht, ist nebensächlich; es ist z. B. sicher, daß der Einfluß des Indischen Ozeans im Süden von Südafrika in ozeanographischer Hinsicht noch westwärts vom Meridian von Agulhas in den Südatlantischen Ozean hinein sich erstreckt. Ferner wird es in späterer Zeit, nach genauer Bearbeitung der Resultate der holländischen „Siboga"-Expedition, möglich sein, an der Hand der verschiedenartigen Formen des Wasseraustausches in der Tiefe der hinterindischen Becken zu entscheiden, welche von den Binnenmeeren, wie Celebes-, Sulu-, Banda-See u. s. w., zum Indischen Ozean gehören, welche zum Stillen Ozean, und erst dann wird eine innerlich begründete Scheidelinie zwischen Indischem und Stillem Ozean in dieser Gegend bekannt sein.

Für die Selbständigkeit des Nördlichen Eismeeres traten wir schon oben[1] bei der Besprechung der Tiefenverhältnisse ein, welche man allerdings in den Vordergrund stellen muß; denn im übrigen ist eine beträchtliche Abhängigkeit vieler Faktoren dieses Meeres von den entsprechenden des Atlantischen Ozeans unleugbar. Offen bleibt die Frage nach der Selbständigkeit des fünften Ozeans, des Südlichen Eismeeres, so lange, als wir nicht genauer über die horizontale und vertikale Gliederung der Erdräume um den Südpol orientiert sind.

Von mancherlei schulmäßigen, um nicht zu sagen pedantischen, Unterabteilungen dieser großen Ozeane absehend, unterscheiden wir nur noch zwei Arten von unselbständigen Meeren oder Nebenmeeren. Es ist nämlich durchaus praktisch, bestimmte Abgliederungen von den

[1] S. 23.

großen Ozeanen als Mittelmeere, bezw. Randmeere zu charakterisieren. Ein fast allseitig durch Inseln vom offenen Ozean abgeschlossener oder nur durch enge Zugänge betretbarer Meeresteil ist ein Mittelmeer; Mittelmeere sind in sich wieder verhältnismäßig selbständige Gebilde. Ein Mittelmeer ist neben dem bekannten romanischen, nach welchem die Bezeichnung überhaupt geprägt ist, auch z. B. unsere Ostsee. Randmeer dagegen nennt man einen an einen Kontinent oder meist an eine große Einbuchtung der Kontinentküste angelagerten Meeresteil, welcher mindestens an einer Seite vollkommen freie Kommunikation mit dem offenen Ozean besitzt und daher, von letzterem meist in seinen physikalischen Verhältnissen abhängig, nur eine geringe Selbständigkeit aufweisen kann; ein typisches Randmeer des Atlantischen Ozeans ist die Nordsee. Im nächsten Paragraphen lernen wir die wichtigsten Rand- und Mittelmeere ihrem Areale nach kennen.

§ 7. Flächenverteilung von Wasser und Land.

Der Flächeninhalt der uns bekannten Landmassen wird auf rund 135 Millionen Quadratkilometer veranschlagt; die Zahl schwankt beträchtlich und fortwährend, da ja das Kartenmaterial ständig verbessert wird. Die von Menschen der historischen Zeit noch nicht betretenen und überhaupt unbekannten Erdräume in der Nähe der Pole können auf 6 Millionen Quadratkilometer für das nordpolare, auf 16 Millionen Quadratkilometer für das südpolare Gebiet geschätzt werden, d. h. mindestens auf die vierzigfache Größe von Deutschland! Es müssen in diesen Zonen also Schätzungen der Verteilung von Wasser und Land in die Berechnung des Gesamtverhältnisses ein-

gestellt werden; dann erhält man etwa 365½ Millionen Quadratkilometer Wasserfläche und (nach Wagner) für Streifen von je 10° geographischer Breite folgende prozentische Verteilung von Wasser und Land:

	Zone	Land	Wasser
Nordhalbkugel	80°—90° N. Br.	(25) %	(75) %
	70°—80° „ „	29	71
	60°—70° „ „	71	29
	50°—60° „ „	57	43
	40°—50° „ „	52	48
	30°—40° „ „	43	57
	20°—30° „ „	38	62
	10°—20° „ „	26	74
	0°—10° „ „	23	77
Südhalbkugel	0°—10° S. Br.	24 %	76 %
	10°—20° „ „	22	78
	20°—30° „ „	23	77
	30°—40° „ „	11	89
	40°—50° „ „	3	97
	50°—60° „ „	1	99
	60°—70° „ „	(5)	(95)
	70°—80° „ „	(50)	(50)
	80°—90° „ „	(50)	(50)

Sieht man von den gänzlich ungewissen Prozentzahlen im höchsten Norden und im hohen Süden ab, so ist das interessanteste Ergebnis dieser zwei Reihen die fast ununterbrochen gleichmäßige Abnahme der Landareale von Norden nach Süden, so daß zumal südlich von 30°, bezw. 40° S. Br. der Ozean alles beherrscht; dort dehnt sich eine wahre „Südsee" rund um die Erde aus. —

Nur zwischen 40° und 70° N. Br. bleibt das Areal der flüssigen Oberfläche hinter demjenigen der festen zurück. Im Gesamtdurchschnitt erhalten wir somit das schon früher in ähnlicher Annäherung ermittelte Verhältnis zwischen Weltmeerfläche und Festlandfläche von 71,7:28,3 oder von 2,54:1.

Auf die Gefahr hin, daß die nachstehende Seite vom Leser überschlagen wird, müssen noch die Flächeninhalte der Ozeane und ihrer wichtigsten Nebenmeere mitgeteilt werden; um eine bessere Anschauung zu ermöglichen, sind die Areale der Ozeane jeweils mit dem Areale von Afrika (30 Mill. qkm = 56fache Größe von Deutschland), die Areale der Nebenmeere jeweils mit dem Areale von Deutschland (540 000 qkm) verglichen.

I. Ozeane.

	Mill. qkm		
1. Atlantischer Ozean . . .	79,7 =	2,6	Afrika-Areal
2. Indischer Ozean	73,3 =	2,4	„ „
3. Stiller Ozean	161,1 =	5,4	„ „
4. Nördliches Eismeer . . .	15,3 =	0,5	„ „
5. Südliches Eismeer . . .	20,5 =	0,7	„ „

Der Stille Ozean bedeckt eine Fläche gleich dem gesamten Festland der Erde, vermehrt um einen Kontinent von Asiens Größe.

II. Mittelmeere (Auswahl).

	Mill. qkm		
6. Ostsee	0,4 =	0,8	Deutschland-Areal
7. Mittelmeer u. Schwarzes Meer	2,9 =	5,4	„ „
8. Westindische Gewässer . .	4,6 =	8,5	„ „

III. Randmeere (Auswahl).

	Mill. qkm		
9. Nordsee	0,5 =	1,0	„ „
10. Gelbes Meer	1,2 =	2,3	„ „

	Mill. qkm	
11. Ochotskisches Meer . . .	1,5 = 3,0	Deutschland-Areal
12. Beringsmeer	2,3 = 4,3	„ „

§ 8. Die Menge des Meerwassers.

Es ist die Menge des Meerwassers auf rund 1300 Millionen Kubikkilometer berechnet worden, die Menge des festen Landes über dem Meeresspiegel zu rund 100 Millionen Kubikkilometer, so daß man also die Gesamtheit aller Kontinente und Inseln dreizehnmal in das Meer hinein versenken müßte, wenn man letzteres auffüllen wollte. Dabei ist freilich zu bedenken, daß das, was im gewöhnlichen Sinne als Kontinent gilt, immer nur einen Teil der Massenerhebung der Erdrinde darstellt, indem ja die Kontinente auf großen Sockeln aus der Tiefsee aufragen. Wird dieser untermeerische Teil hinzugerechnet und der derartig vermehrte Landblock über die gesamte Erde ausgebreitet, so würde das Weltmeer ihn immer noch aufnehmen und die Erdoberfläche von einem immer noch über 2000 m tiefen Ozean rundherum bedeckt sein.

Ob die Menge des Meereswassers, welche in der Jetztzeit in so außerordentlichem Grade gegenüber der Erdfeste vorherrscht, während früherer geologischer Epochen von derselben Größenordnung gewesen ist oder nicht, darüber hat man nur Vermutungen. Im besondern dürften während der sogenannten Eiszeiten ungeheuere Wassermassen in Eis verwandelt gewesen sein, ein Vorgang, der notwendigerweise ein Sinken des Wasserspiegels zur Folge gehabt haben muß; doch wird der Betrag der Senkung nicht bedeutend gewesen sein, da er zum Teil durch die Massenattraktion des Eises auf den Meeresspiegel ausgeglichen wurde[1].

[1] Vergl. oben § 5, S. 34.

Aber andererseits verschwinden doch diese Größen vor den sonstigen Dimensionen der Erde als Himmelskörper. Versuchen wir noch, dies Verhältnis durch einen schon früher von Walther durchgeführten, glücklichen Vergleich klarzulegen. Gesetzt, wir sollten einen Reliefglobus herstellen, welcher alle Formen der Erdrinde über und unter Wasser im richtigen Verhältnis von Länge und Höhe, bezw. Tiefe zur Anschauung bringt, und wir wählten einen solchen Verjüngungsmaßstab, daß jede geographische Meile durch 1 mm ausgedrückt wird, so würden wir einen Globus von 1720 mm oder von Manneshöhe erhalten. Die größte Meerestiefe würde als eine Einsenkung von nur etwa 1,5 mm auf ihm erscheinen, und der Höchstbetrag der Niveauunterschiede zwischen Festland und Meer würde nur knapp 3 mm Unterschied im Relief bedingen. Wie winzig sind also die uns gewaltig erscheinenden Unebenheiten der Erdoberfläche im Verhältnis zum ganzen Körper! Selbst die Tiefsee ist also in Wirklichkeit nur ein äußerst dünnes Wasserhäutchen, und Flachseegebiete, wie z. B. die Nordsee, erreichen im Vergleich zu ihrer horizontalen Ausdehnung nur eine Tiefe, die noch nicht der Dicke eines Papierbogens gleichkommt. Von dieser Betrachtung aus wird es auch verständlich, daß in der Eiszeit die skandinavischen Gletscher die Nord- und Ostsee durchsetzten; und selbst Niveauänderungen um 1000 m, wie sie von der Geologie für manche Erdepochen gefordert werden, erscheinen uns nicht mehr so ungeheuerlich, sondern wohl in das Bereich der Möglichkeit gerückt.

II. Teil:

Das Wasser der Meere.

3. Kapitel: Physikalisch-chemische Eigenschaften des Meerwassers.

§ 9. Chemische Zusammensetzung des Meerwassers. Der Salzgehalt. Meßmethoden.

Wenn man an das Meerwasser im Vergleich mit dem Fluß- oder Seewasser denkt, so steht sogleich im Vordergrunde als charakteristisches und wesentlichstes Unterscheidungsmerkmal der sogenannte „Salzgehalt" des Meerwassers. Die meereskundliche Forschung versteht darunter die in einem kg Meerwasser vorhandene Gesamtmenge an aufgelösten Stoffen überhaupt.

Eine merkwürdige, durch Analysen des Meerwassers in älterer und neuerer Zeit festgestellte Tatsache ist dabei, daß das gegenseitige Verhältnis aller aufgelösten Bestandteile im Meere immer und überall das genau gleiche ist, mag der absolute Gehalt an Salzen so groß oder so klein sein, wie er wolle. Diese Eigenschaft kommt nur dem Meerwasser zu, nicht z. B. den salzigen Mineralquellen. Es genügt daher, die Menge irgend eines Bestandteiles festzulegen, und es kann mit Sicherheit auch auf die Mengen der übrigen Bestandteile im Meerwasser geschlossen werden; ist z. B. der Gehalt an Chlornatrium vergleichsweise groß, so ist auch der Gehalt an Kalk in einem bestimmten Verhältnis vergleichsweise groß u. s. w. Außerdem ist zu bemerken, daß unter den Salzen nicht

bloß Kochsalz vertreten ist, wenngleich es mit etwa 78 % aller Salze die erste Rolle spielt, sondern daß auch Chlormagnesium, Bittersalz (schwefelsaure Magnesia) darin vertreten sind; letztere beiden Stoffe verleihen dem Meerwasser den widerlich bitteren Geschmack. Der Gesamtgehalt an aufgelösten Stoffen besteht, wenn er gleich 100 gesetzt wird, im einzelnen aus folgenden prozentischen Teilen:

Chlornatrium	Chlormagnesium	Schwefelsauer.			Brommagnesium	Kohlensaurer Kalk
		Magn. (Bittersalz)	Kalk (Gips)	Kali		
77,8	10,9	4,7	3,6	2,5	0,22	0,34

Auffällig ist hierbei besonders der sehr geringe Gehalt an kohlensaurem Kalk. Da unter den dem Wasser der Festlandsflüsse beigemischten Bestandteilen der kohlensaure Kalk die Hauptrolle spielt und der Kochsalzgehalt ganz zurücktritt, so ist es ausgeschlossen, die ungeheuren Mengen an Meersalz durch Zufuhr von den Kontinenten her zu erklären. Die nachstehenden Zahlen lassen die grundsätzliche Verschiedenheit der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Salze im Fluß und im Meer erkennen.

Mineralsalze in %.

	Flußwasser	Meerwasser
Karbonate	60,1	0,3
Chloride	5,2	88,7
Sulfate	9,9	10,8
Verschiedene	24,8	0,2

Der Salzgehalt der Ozeane rührt auch nicht etwa von großen Salzlagern am Meeresgrunde her; solche Lager

sind nirgends von der Tiefseeforschung gefunden worden. Der Salzgehalt ist vielmehr eine Ureigenschaft des Weltmeeres.

Außer den eben genannten, in stets und leicht nachweisbaren Quantitäten vorhandenen Beimengungen ist übrigens eine große Zahl anderer chemischer Elemente im Meerwasser vorhanden, freilich in äußerst minimalen Beträgen oder nur in Spuren derselben. Jod, Eisen, Silber, Mangan, Aluminium, Blei, Kupfer seien genannt, und man hat behauptet, daß überhaupt alle uns bekannten Elemente auch im Meerwasser vertreten seien. Sehr viele der Beimengungen, zumal der Kalk und die Kieselsäure, sind zum Aufbau der Skelette der unzählbaren Meeresorganismen unentbehrlich; wesentlich für die hierbei stattfindenden chemischen Prozesse ist das Hinzutreten von Gasen.[1]

Das Meerwasser ist schwach alkalisch, reagiert also nicht sauer. Daher rührt die Geringfügigkeit der lösenden Kraft des Meerwassers gegenüber Muschelschalen u. s. w.; immerhin ist diese Kraft doch groß genug, den kohlensauren Kalk der oberen Schichten (Organismenkalk) bei seinem äußerst langsamen Hinabsinken in die Tiefseeregionen allmählich fast zum Verschwinden zu bringen, wie folgende Zusammenstellung zeigt, welche für tropische Tiefsee gilt. Setzt man die von den Organismenresten der Oberfläche herrührende Kalkmenge, soweit sie auf ganz seichtem Wasser zur Ablagerung kommt, = 100, so sind in den Tiefen bis rund 1000 m noch etwa 80—90 % davon vorhanden, in Tiefen von 3000 m etwa 70 %, in 4000 m etwa 50 %, in 4500 m nur noch 25 %, in

[1] Vergl. hierzu § 12.

500 m weniger als 10 %, und in den Bodenablagerungen noch größerer Tiefen sind meist von dem Kalk, der auf die Gerüste der Oberflächentierchen zurückzuführen ist, nur noch Spuren eben nachweisbar.

Die jeweilige Gewichtsmenge aller gelösten Bestandteile oder, wie man kürzer sagt, der jeweilige Gesamtsalzgehalt ist eines der wertvollsten Kennzeichen einer Meerwasserprobe bei ihrer Unterscheidung von anderen Proben; deshalb ist in der wissenschaftlichen Meeresforschung, zumal der neueren Zeit, die Bestimmung des Salzgehaltes zu einer ebenso wichtigen Arbeit geworden, wie die Bestimmung der Meerestemperatur. Infolge der oben erwähnten Konstanz der Verhältniszahlen der einzelnen aufgelösten Bestandteile untereinander braucht man nun durchaus nicht jedesmal eine vollkommene Analyse vorzunehmen, sondern man fällt z. B. nur das Chlor (und Brom) durch Behandlung mit einer Lösung von salpetersaurem Silber (Höllenstein) aus, wägt diese Menge und hat dann einen untrüglichen Rückschluß auf die Salzmenge; da nämlich das Chlor stets 0,553 des Salzgehaltes ausmacht, hat man

$$\frac{\text{Salzgehalt}}{\text{Chlorgehalt}} = 1{,}81 = \text{konst.}$$

(Methode der Chlortitrierung).

Auch physikalische Methoden sind brauchbar, ja sogar sehr beliebt. Wenn man z. B. das spezifische Gewicht der Meerwasserprobe bei einer ganz bestimmten Temperatur ermittelt, hat man auch den Gesamtsalzgehalt; denn es ist klar, daß das Meerwasser um so schwerer wird, je größer der Salzgehalt ist, konstante Temperatur allerdings vorausgesetzt. Die Zahl des spezifischen Gewichtes gibt an, wie vielmal das Meerwasser schwerer ist als destilliertes Wasser bei einer Temperatur von 4^0 C. Man muß dabei, um die vergleichsweise geringen Unterschiede im Ozeanwasser mit Sicherheit aufzudecken, bis zur fünften Dezimale gehen. Findet man z. B., daß ein Liter Seewasser bei 0^0 C.

1028,13 g wiegt, während ein Liter destillierten Wassers bei 4° C. bekanntlich 1000,00 g wiegt, so ist das spezifische Gewicht der Seewasserprobe 1,02813; es entspricht dieser Zahl auf Grund einer besonderen Untersuchung über das Verhältnis zwischen spezifischem Gewicht und Salzgehalt ein Salzgehalt von 35,00 ‰. Man schreibt in Symbolen und Kürzung des 1,0 bei dem spezifischen Gewicht:

$$\varrho_0 = 2611 \text{ und } P = 32{,}50$$
$$\varrho_0 = 2813 \text{ und } P = 35{,}00$$
$$\varrho_0 = 3014 \text{ und } P = 37{,}50$$
$$\varrho_0 = 3216 \text{ und } P = 40{,}00$$

u. s. w.

Wie bestimmt man aber das spezifische Gewicht oder die Dichte des Meerwassers? Hierzu dienen in erster Linie gläserne Aräometer oder Senkwagen verschiedener Konstruktion, die jedoch immer äußerst empfindlich auf selbst geringfügige Gewichtsunterschiede reagieren müssen. Das physikalische Prinzip, das dem vielleicht schon von Archimedes für ähnliche Zwecke benutzten Aräometer zu Grunde liegt, ist in jedem Lehrbuch der Physik beschrieben. In zweiter Linie benützt man ein optisches Verfahren, nach welchem man in hierfür geeigneten Refraktometern den Grad der Ablenkung mißt, welche ein Lichtstrahl bei dem Übertritt von Luft in Wasser erleidet; der Betrag der Ablenkung ist genau der Dichte proportional und damit auch proportional dem Salzgehalte.

Wir geben noch an, wie ungefähr die Instrumente beschaffen sind, welche dazu dienen, auch aus großen Tiefen Meerwasser zu schöpfen und unvermischt mit anderem Wasser zur Oberfläche zu bringen; denn es ist klar, daß man sich nicht bloß auf die Ermittelung der chemischen Beschaffenheit des Oberflächenwassers beschränken darf. Fig. 5 stellt einen kleinen Sigsbeeschen Tiefseewasserschöpfer dar, welcher etwa 1/2 Liter faßt, leicht ist und selbst dem dünnen Klaviersaitendraht einer Lotmaschine anvertraut werden darf, so daß man mit ihm aus den gewaltigsten

Tiefen Waſſer heraufbringen kann. Der Meſſingzylinder a wird von je einem koniſch abgedrehten Ventile — nur das obere b iſt

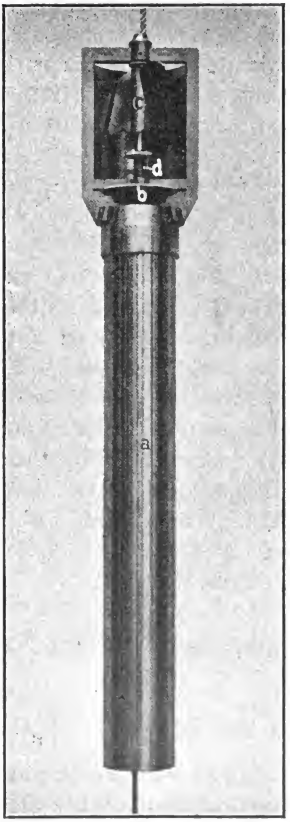


Fig. 5. Tiefſeewaſſerſchöpfer nach Sigsbee.

ſichtbar — an beiden Enden verſchloſſen, ſobald bei dem Emporholen des Inſtrumentes aus der größten Tiefe der Schraubenpropeller c, der in d eingreift und wie eine kleine Schiffsſchraube

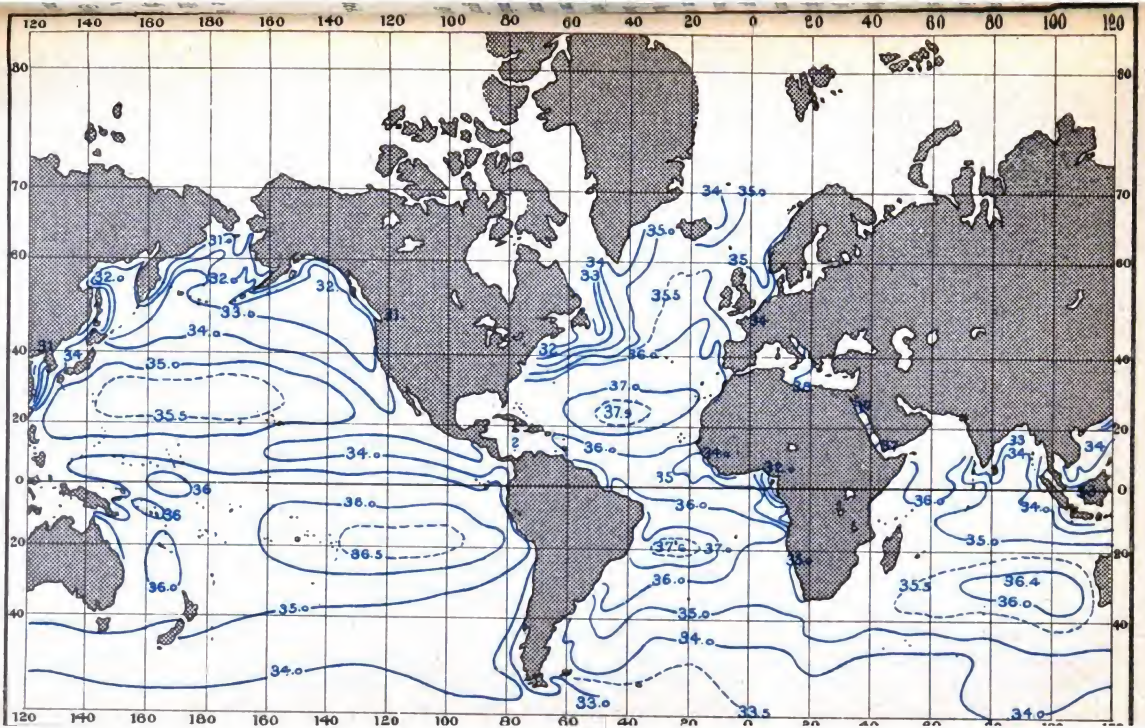
arbeitet, sich abwärts bewegt. Während des Versenkens des Instrumentes bleiben die Ventile, gegen welche das Wasser dann von unten drückt, offen, so daß kein Oberflächenwasser darinbleiben kann. Dieser einfache Apparat ist sehr wärmedurchlässig; das in ihm abgesperrte Tiefenwasser ändert daher, wenn es die oberen, meist erheblich wärmeren Wasserschichten passiert, seine Temperatur und kann wohl zur Ermittelung des Salzgehaltes benützt werden, nicht aber zu der des Gehaltes an Gasen, da ja die Gasmenge, wenigstens soweit es sich nur um absorbierte, nicht um chemisch gebundene Gase handelt, außerordentlich von der Temperatur abhängig ist. Will der Meereschemiker auch die Menge von Sauerstoff, Stickstoff u. s. w. bestimmen, so muß das Tiefenwasser in annähernd derselben Temperatur zur Oberfläche kommen und untersucht werden können, welche es an Ort und Stelle hatte. Zu diesem Zwecke hat man kompliziertere Wasserschöpfer, deren Konstruktionsprinzip darin liegt, durch eine ganze Reihe ineinander geschobener, dünnwandiger Metallzylinder die in dem innersten Zylinderraum a abgesperrte Wassermenge gegen Temperaturänderungen zu schützen; durch die äußeren Wassermäntel zwischen den einzelnen Zylindern wird dies bei der sehr großen Wärmekapazität des Wassers, d. h. seiner Trägheit gegen Wärmeänderungen, recht wohl erreicht.

§ 10. Die geographische Verteilung des Salzgehaltes.

(Fig. 6).

I. An der Meeresoberfläche.

Lassen wir zunächst alle Binnenmeere und die Gewässer in der Nähe von Land außer Betracht, so gilt als ziemlich gutes Mittel des Salzgehaltes 3,5 %, auch für die tieferen Schichten der Ozeane bis zum Grund. Da die Unterschiede in der horizontalen Verteilung der Salzgehalte der Hochsee sich nicht nach Prozenten, sondern



120 140 160 180 160 140 120 100 80 60 40 20 0 20 40 60 80 100 120
80 70 60 40 20 0 20 40
31.0
32.0
32.0
32
33.0
34.0
35.0
35.5
34
31
34.0
36
36
36.0
36.5
36.0
35.0
34.0
34
35.0
35.0
34
33
35.5
35
34
32
36.0
37.0
37.9
36.0
35
36.0
37.0
37.0
36.0
35.0
34.0
33.0
33.5
34.0
35.0
35.5
36.4
36.0
36.0
35.0
34.0
33
34
34

nur nach Bruchteilen derselben beziffern, diese geringfügigen Differenzierungen aber äußerst charakteristisch für ganz bestimmte Örtlichkeiten sind, weil sie jahraus jahrein fast unverändert vorhanden zu sein scheinen, so spricht man mit Vorteil von den verschiedenen Promille; im allgemeinen schwanken dann die Unterschiede im Salzgehalte der offenen Meeresflächen nur zwischen etwa 32 und 38 ‰.

Maßgebend dafür, ob der Salzgehalt sich über das Mittel von 35 ‰ erhebt oder darunter bleibt, ist die von der Windstärke und der atmosphärischen Feuchtigkeit abhängige Größe der Verdunstung. Da, wo die Verdunstung sehr stark ist und zugleich Niederschläge ganz oder fast ganz fehlen, muß der Salzgehalt hoch ansteigen; die Verdunstung ihrerseits wird aber da sehr groß sein, wo trockene, frische Winde ständig wehen, wie dies z. B. in allen Passatgegenden der Fall ist. In der Tat besitzen diese im Durchschnitt zwischen 10° und 30° geogr. Breite auf beiden Halbkugeln gelegenen Passatgebiete in allen Meeren das vergleichsweise salzigste Wasser, so daß wir im Nordatlantischen Ozean westlich von den Kanarischen Inseln in der sogenannten Sargasso-See bis über 37,5 ‰ beobachten, im Südatlantischen Ozean östlich von Brasilien ebensoviel, im Südindischen Meere westlich von Australien bis über 36,0 ‰ und endlich im Stillen Ozean westlich von Peru bis zu 36,5 ‰ und etwas darüber.

Da, wo die Luftbewegung stark ist, der Wind aber feuchte Luft führt, wird der Salzgehalt sich auf einer mittleren Höhe von 35 ‰ halten, wie wir dies in den außertropischen Meeren, also unter mittleren und höheren Breiten finden. Wo endlich mit großer Luftfeuchtigkeit

noch flaue Winde oder Windstille vergesellschaftet aufzutreten pflegen, wo infolgedessen die Verdunstung auf ein Minimum beschränkt ist, da wird der Salzgehalt vergleichsweise am geringsten sein: dies ist z. B. der Fall in den äquatorialen Zonen der Ozeane, d. h. in den zwischen den Passaten gelegenen Grenzgebieten; hier sinkt der Salzgehalt des Oberflächenwassers bis auf 34 und 33 ‰ herab.

Ein Blick auf Fig. 6 lehrt, daß durch das wechselnde Verhältnis zwischen Verdunstung und atmosphärischer Feuchtigkeit die großen Grundzüge ozeanischer Salzgehaltsverteilung erklärt werden, lehrt aber auch, daß noch weitere Faktoren in bestimmten Fällen Einfluß gewinnen. In der Gegend der Neufundlandbank sehen wir in schmaler, langgestreckter Zunge Wasser von nur 32 ‰ und weniger gleichsam im Vorschreiten nach Süden genau da, wo der eiskalte Labradorstrom, mit Eisbergen und Treibeis häufig beladen, in den Golfstrom eindringt; es ist klar, daß die Anwesenheit von großen Mengen von Süßwassereis, was die Eisberge als Gletscherbruchstücke doch sind[1], das Meerwasser anfüßen muß. Für landnahe Meeresteile kommt auch der Einfluß der Flüsse und Ströme der Festländer in Betracht. So groß, wie man sich ihn früher wohl vorgestellt hat, ist übrigens dieser Einfluß nicht. Sehr mächtig ist aber z. B. die Ausdehnung des Kongowassers, dessen Wirkungen auf den Salzgehalt der oberflächlichsten Schicht — in der Tiefe ist normaler Salzgehalt vorhanden — für ein Areal von rund 100 000 qkm bemerkbar werden; dies entspricht etwa einem Fünftel Deutschlands.

[1] Vergl. § 18, S. 94.

Wie steht es mit dem Salzgehalt in den Nebenmeeren? Am nächsten liegt uns Deutschen ein Vergleich der Salzgehalte von Nordsee und Ostsee; er ist zudem auch wirklich lehrreich. Die Nordsee steht zwischen Schottland und Norwegen in breiter Zugangsöffnung mit dem Atlantischen Ozean in Verbindung; von dorther — fast gar nicht von der Straße von Dover her — bezieht die Nordsee ihren auffallend hohen Salzgehalt, welcher für die mittleren Teile oft bis auf über 35,0 ‰ steigt. Zum Vergleich führen wir an, daß große Teile der offenen äquatorialen Ozeane und z. B. auch die gesamten malaiischen Binnenmeere solch salzreiches Wasser nicht besitzen. Noch an den Küsten unserer Nordseebäder hat man etwa 34 ‰, und daß selbst das in der Elbemündung gelegene Cuxhaven wirklich als Nordseebad gelten darf, dafür spricht der bei Flutstrom 30 ‰ betragende Salzgehalt seines Wassers. Wie anders dagegen die Ostsee! Freilich, im Skagerrak und Kattegat, die ihrerseits zur Nordsee offenen Zugang besitzen, kommen Werte von 30 ‰ vor; aber sobald die engen dänischen Sunde hinter uns liegen, fällt plötzlich der Salzgehalt der Oberfläche auf 10—12 ‰, ist bei Rügen nur noch 7—8 ‰, und diese Abnahme schreitet fort, so daß im nördlichen Bottnischen Busen nahe bei Haparanda fast trinkbares, süßes Wasser angefunden wird. Als Ursache für diese Verhältnisse sind zuerst die große Abgeschlossenheit gegen die Nordsee, zweitens die reichen Niederschläge von Regen und Schnee und drittens die Süßwasserzuflüsse zu nennen. Der Ostsee ähnlich in dieser Beziehung ist das Schwarze Meer mit Wasser von etwa 15—18 ‰, durchaus unähnlich aber das gesamte Mittelmeer und

Rote Meer. Die beiden letztgenannten Nebenmeere sind zwar auch vom offenen Ozean fast ganz abgeschlossen, aber erstens spielen die Festlandsflüsse eine unbedeutende Rolle und zweitens sind diese Meeresgegenden ganz ausnahmsweise regenarm; bekanntlich steigern sich diese beiden Faktoren zu fast völliger Flußarmut und Regenlosigkeit im Roten Meer. Daher bergen diese zwei Nebenmeere das salzigste Wasser der ganzen Erde von nahezu 40 ‰, im Golf von Suez sogar von über 40 ‰.

Einige große Landseen ohne Abfluß, welche sozusagen verdampfenden Salzpfannen gleichen, bringen ihre Konzentration allerdings noch unvergleichlich höher, so der Salzsee von Utah in den Vereinigten Staaten bis auf 140—220 ‰ je nach dem Wasserstand, und bekannt ist, daß in den meisten Teilen des Toten Meeres der Mensch nicht untersinkt, da das Wasser eine 25prozentige Salzlösung darstellt, welche pro Liter rund 1200 g wiegt.

II. In der Tiefsee

der großen Ozeane sind die Salzgehaltsmengen fast überall in ungemeiner Einförmigkeit auf rund 35 ‰, den immer wieder auftretenden Mittelwert, zu veranschlagen, so daß die Differenzierung in vertikaler Richtung eine geringfügige ist. Dort freilich, wo an der Oberfläche eine erhebliche Verdünnung des Wassers vorliegt, erhalten wir beträchtliche Unterschiede; in solchen Fällen liegt im allgemeinen das salzreichere Wasser unten, weil es an sich schwerer ist und meistens infolge einer niedrigeren Temperatur dieses höhere Gewicht noch weitere Vermehrung erfährt. Nicht bloß in wissenschaftlicher Hinsicht interessant, sondern in praktischer Beziehung außerordentlich wichtig ist die Kenntnis von solchen Besonderheiten der

vertikalen Salzgehaltsverteilung neuerdings insofern geworden, als man begründeten Anlaß zu der Meinung hat, daß verschiedene Nutzfische, wie Hering, Kabeljau, Dorsch u. s. w., an ganz bestimmte Salzgehaltswerte gebunden sind oder doch mit Vorliebe in solchem Wasser von bestimmter Konzentration (und Temperatur) sich aufhalten.

Rätselhaft waren bisher die in den verschiedenen Jahren ganz verschiedenen Erträgnisse z. B. der Heringsfischerei an den Küsten von Südnorwegen und dem westlichen Schweden im Skagerrak; auch von anderen großen Fischereiplätzen gilt die Beobachtung, daß in dem einen Jahre der Hering in ungeheuren, dichtgedrängten Scharen gleich einer geschlossenen Mauer zur Küste drängt, in dem anderen Jahre aber vielleicht fast ganz ausbleibt. Allem Anscheine nach hängen diese Verschiedenheiten mit parallel verlaufenden Änderungen in der Verteilung des Salzgehaltes des Meerwassers zusammen, und zwar folgendermaßen. Die Ostsee entläßt von ihrem Süßwasserüberfluß einen Teil als einen seichten Oberflächenstrom nordwärts durch die dänischen Sunde in das Kattegat und Skagerrak hinaus; dieser „Ostseestrom" hält sich immer dicht an die Küste von Schweden-Norwegen und kann manchmal an seinen physikalisch-chemischen Eigenschaften bis in die Nähe von Bergen hin verfolgt werden, sein Salzgehalt liegt im Skagerrak meist bei 30 $^0/_{00}$ und darunter. In der Tiefe fließt in umgekehrter Richtung als ein Reaktions- oder Kompensationsstrom[1] sehr salzreiches Nordseewasser zur Ostsee hin, in ihm leben die Heringsschwärme. Es kommt nun darauf an, daß das Tiefenwasser dieses Nordseestromes zu den bestimmten Fangzeiten — wenn der Hering laichfertig ist — auch die flachen Küstenbänke, auf denen man fischt und mit Bequemlichkeit nur fischen kann, in Beschlag nimmt und, wenn möglich, den Ostseestrom ganz verdrängt, so daß es bis zur Oberfläche hin herrscht: dann wird der Fang gut sein; ist dagegen der Ostseestrom

[1] Vergl. § 28, II.

an der Oberfläche sehr ausgebreitet und auch nach der Tiefe zu mächtig, so wird der Fisch weit ab von den Küstenbänken auf der hohen See sich halten. Im November 1893 war der Christianiafjord an der Oberfläche mit einer nur dünnen Schicht Ostseewasser bedeckt, schon von 9 m Tiefe ab lagerte salzreiches Nordseewasser (Fig. 7), und die Fischerei war in dem ganzen Gebiet sehr ertragreich. Im November des folgenden Jahres 1894 hatte das Ostseewasser die große Mächtigkeit von über 50 m vor der Mündung des Fjordes (Fig. 8) und eine Breitenausdehnung von 30—40 km, die Heringsfischerei schlug damals ganz fehl, weil der Fisch nicht zur Küste und in den Fjord zwischen die Inseln hineinkam. Nur die Fischer, welche in der Lage waren, auf offener See weit draußen, da, wo das salzige Nordseewasser dicht bis an die Oberfläche hin vorhanden war, zu fischen, brachten

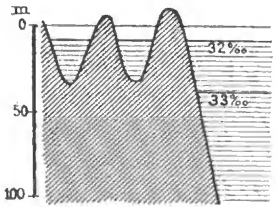


Fig. 7. November 1893.

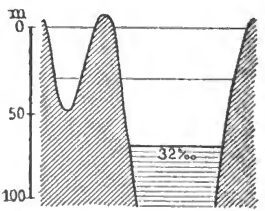


Fig. 8. November 1894.

gute Fänge heim. 1879 hörte im Januar innerhalb 24 Stunden der Heringsfang für die einzelnen Plätze der bohusländischen Küste (Gegend von Göteborg) auf, als plötzlich durch Ostseewasser von 29,8 ‰ das Nordseewasser von 33 ‰ an der Oberfläche und am Grunde vertrieben wurde.

Nun wird man fragen, wodurch denn die hydrographischen Veränderungen, d. h. die Verteilungen der Wasserarten ihrerseits wieder bedingt sind; in den hier betrachteten Fischereigegenden dürften wesentlich die Windverhältnisse bestimmend sein. Schwere Weststürme, die starken Westwinde des Herbstes und Winters

überhaupt, treiben das Nordseewasser weit in die inneren Buchten des Skagerraks hinein; sind dagegen Ostwinde, auch Nordost- oder Südostwinde, in der kritischen Zeit häufiger, so wird das Ostseewasser in besonders reichlicher Menge zur Nordsee abfließen. Selbstverständlich ist mit diesen kurzen Angaben die sehr verwickelte Frage nicht erschöpft[1], aber es galt, an einem lehrreichen Beispiele das unmittelbare Ineinandergreifen der verschiedenen Faktoren anzudeuten und zu zeigen, wie die Meereskunde auch vor einschlägigen Fragen von großer wirtschaftlicher Bedeutung nicht mehr ganz ratlos steht.

Man erkennt aus den vorstehenden Ausführungen, ein wie wichtiges Kennzeichen einer bestimmten Wasserart der Salzgehalt darstellt. Dies gilt sozusagen noch am Nordpol; dort, unter der von ungeheuren Packeisschollen eingenommenen Meeresoberfläche, hat Nansen in Tiefen von 1000 m und mehr Salzgehalte von über 35 ‰ beobachtet — gegenüber 5 bis 30 ‰ der obersten 50 m —: es sind Werte, die sonst nur weiter im Süden an der Oberfläche des offenen Atlantischen Ozeans im Bereiche der Golfstromtrift[2] auftreten und unwiderlegliches Zeugnis dafür ablegen, daß in der Tiefe des nordpolaren Eismeeres, aber auch *nur* in der Tiefe, immer noch Golfstromwasser vorhanden ist, Wasser also, welches in letzter Linie aus den Tropen stammt. — Ein durchaus ähnliches, wenn auch abgeschwächtes Gegenstück hierzu bildet die vertikale Verteilung des Salzgehaltes im Südlichen Eismeer, wo unter dem kalten und angesüßten, von Eis bedeckten Oberflächenwasser ebenfalls warmes, salzreiches Tiefenwasser von der „Challenger"- und von der deutschen „Valdivia"-Expedition festgestellt worden ist.

[1] Z. B. kommt auch der Gasgehalt des Meerwassers (§ 12) wesentlich mit in Betracht.

[2] Vergl. § 26, I.

§ 11. Die Dichte $S\frac{t^0}{4^0}$ und Zusammendrückbarkeit des Meerwassers.

Bei der Besprechung der physikalischen, also indirekten Meßmethoden des Salzgehaltes (§ 9, S. 45) wurde erwähnt, daß Salzgehalt und spezifisches Gewicht des Meerwassers untereinander direkt proportional sind; dies gilt natürlich nur dann, wenn das spezifische Gewicht immer auf ein und dieselbe Temperatur bezogen wird. Denn in ähnlicher Weise, wie bei chemisch reinem Wasser, ändert sich das spezifische Gewicht auch des Meerwassers mit der Temperatur, allerdings mit dem Unterschiede, daß die größte Dichte nicht bei 4° C. erreicht wird, sondern bei einer je nach dem Salzgehalte verschiedenen Temperatur. Die kleine Tabelle enthält diese Temperaturen und zugleich auch die des Gefrierpunktes, welcher auch von dem für Süßwasser gültigen abweicht.

Salzgehalt	0‰	10‰	20‰	30‰	40‰
Dichte-Maximum	4,0° C.	1,8°	−0,3°	−2,7°	−5,1°
Gefrierpunkt	0,0° C.	−0,6°	−1,1°	−1,7°	−2,3°

Will man das wahre spezifische Gewicht, welches einer Wassermenge an Ort und Stelle zukommt, kennen, so muß also nicht bloß der Salzgehalt, sondern auch die Temperatur t^0 der betreffenden Tiefe bekannt sein; ohne weiteres ist einleuchtend, daß diese beiden Faktoren ungleichsinnig sozusagen einander entgegenwirken, indem z. B. hoher Salzgehalt das Wasser schwer, hohe Temperatur es aber vergleichsweise leicht macht, und es muß in jedem

einzelnen Falle durch einfache, hier aber nicht zu erörternde Rechnung die Wirkung beider Faktoren zu einem Endresultat kombiniert werden, welches dann das absolute spezifische Gewicht oder die Dichte $S\frac{t^0}{4^0}$ ist. Das Symbol $S\frac{t^0}{4^0}$ bedeutet, daß das Gewicht eines Kubikzentimeters Seewasser bei t^0 C., d. h. bei der an Ort und Stelle herrschenden Temperatur, mit der Gewichtseinheit von 1 ccm destilliertem Wasser bei 4^0 C. verglichen ist.

Ermittelt man diese Werte für das Oberflächenwasser der Ozeane, so ergeben sich Schwankungen ungefähr zwischen 1,0275 und 1,0230; und zwar ist das Wasser im allgemeinen am schwersten (aber nicht am salzigsten!) in den Regionen der Eismeere, weil daselbst die niedrigen Temperaturen für die Dichte ausschlaggebend sind; geht man von da nach den Tropen zu, so wird das Wasser Schritt für Schritt weniger schwer, so daß in der Nähe des Äquators, wo geringer Salzgehalt und hohe Wasserwärme gleichmäßig das Gewicht herabsetzen, die Dichte im allgemeinen ihr Minimum erreicht. Es treten aber auch lokal begrenzte, oft unvermittelte Unterschiede in der Dichte auf, welche nach neueren Befunden in biologischer Hinsicht bedeutsam sein können. Bekanntlich ist das Oberflächenwasser von mehr oder weniger großen Mengen Plankton belebt, d. h. animalischen und vegetabilischen, kleinen und kleinsten Lebewesen; ihr spezifisches Gewicht[1] muß außerordentlich genau dem des Wassers angepaßt sein, wenn anders das Plankton nicht in große Tiefen absinken soll. Nun ist von der deutschen Tiefsee-Expedition im Guineastrom und im Südäquatorialstrom beobachtet worden, daß die äußere Gestaltung der Schwimmvorrichtungen gewisser pflanzlicher Planktonformen, z. B. der Ceratien, bei plötzlichen Änderungen der Meerwasserdichte ebenfalls Änderungen zeigte: in sehr leichtem

[1] Wie übrigens auch das der pelagischen, d. h. frei treibenden Fischeier.

Wasser waren die Ceratien mit sehr langen Hörnern oder Fortsätzen, welche wie Segel oder Fallschirme den Körper zu tragen bestimmt sind, versehen, während in schwerem Wasser kurze Hörner derselben Ceratien-Form zur Herstellung der notwendigen Schwimmfähigkeit genügten.

Handelt es sich um die Dichte von Tiefenwasser, so kommt neben Salzgehalt und Temperatur als dritter Faktor die Zusammendrückbarkeit des Meerwassers in Betracht; sie ist zwar nicht groß, aber doch immerhin berechenbar. Man kann die hierdurch bedingte Vermehrung der Dichte nach der einfachen Formel[1] angeben

$$S_1 = S : \left(1 - k\,\frac{p}{10}\right),$$

worin S die Dichte bei dem einfachen Atmosphärendruck, k den sogenannten Kompressibilitätskoeffizienten 0,0000436 und p die Tiefe in Metern bedeutet. S_1, die bei dem Tiefendruck herrschende Dichte, wird für 3,5prozentiges Salzwasser von 0° C. Temperatur

in 0 m Tiefe = 1,0281,
in 100 m Tiefe = 1,0286,
in 1000 m Tiefe = 1,0326,
in 5000 m Tiefe = 1,0511.

Die Vermehrung des Gewichtes beträgt bei 5000 m Tiefe oder rund 500 Atmosphären-Druck etwa 23 g pro Liter und ist somit gar nicht unerheblich. Bei einer Mitteltemperatur von 4° und einer Mitteltiefe von 3500 m ist

[1] Es sind auch Formeln aufgestellt, in welchen noch außerdem der Einfluß der Temperatur und des Salzgehaltes auf die Zusammendrückbarkeit berücksichtigt ist. Die obenstehende Formel sieht davon ab, daß mit wachsendem Salzgehalt und abnehmender Temperatur die Kompressibilität abnimmt. Bei Süßwasser ist die Zusammendrückbarkeit etwa um 8% größer als bei Meerwasser.

die durch die Zusammendrückbarkeit herbeigeführte Niveauerniedrigung des Meeresspiegels auf 27 m zu schätzen: so viel höher würde also der Meeresspiegel stehen, falls das Seewasser gar nicht komprimierbar wäre.

Bei der großen Gleichförmigkeit des Salzgehaltes des Tiefenwassers, welche von den Tiefseetemperaturen in fast demselben Grade gilt[1], dürfte der weitaus größte Teil aller Wassermassen der Erde von mindestens 500 m Tiefe ab eine sehr gleichmäßige Dichte besitzen. Hieraus folgt, daß für etwaige Druck-, bezw. Niveauunterschiede zwischen äquatorialen und polaren Meeren, soweit sie auf Dichteunterschiede zurückgeführt werden sollen, nur die Differenzen der Dichte höchstens der oberen 500 m in Betracht kommen können. Nehmen wir an — was in der Natur noch gar nicht einmal erreicht werden dürfte[2] —, daß die Oberflächendichte 1,0275[3] des Polarwassers am Polarkreis auch bis 500 m Tiefe Geltung habe und die Oberflächendichte 1,0230[4] des tropischen Wassers unter dem Äquator ebenfalls bis 500 m Tiefe reiche, so kann die hydrostatische Druckdifferenz zwischen Polarkreis und Äquator nur 500 (1,0275 — 1,0230) m oder 2,25 m betragen. Bei der Entfernung von 7400000 m zwischen den beiden Breitengraden resultiert hieraus ein zum Äquator gerichtetes Gefälle von nur 1:3300000; daß hierdurch nennenswerte Strömungen nicht ausgelöst werden können, liegt auf der Hand, und wir wollen uns

[1] § 15, II.

[2] Denn nach vorliegenden Beobachtungen ist meist schon in 200 m Tiefe die Dichte von Tropen- und Polarwasser bis auf 2 oder 3 Einheiten der dritten Dezimale einander nahegekommen.

[3] Siehe S. 57.

[4] Siehe eben da.

dies Ergebnis für § 28 III merken, wenn von den Ursachen der Meeresströmungen die Rede sein wird.

§ 12. Der Gasgehalt des Meerwassers.

Das Meerwasser absorbiert nicht unerhebliche Mengen atmosphärischer Luft, ein Vorgang, der durch die Wellenbewegung der Oberfläche wesentlich unterstützt wird; somit finden wir die Hauptbestandteile der Luft, Sauerstoff (O_2) und Stickstoff (N_2), als freie Gase im Meerwasser. An dritter Stelle kommt nur noch der nicht von der atmosphärischen Luft herrührende Gehalt an Kohlensäure (CO_2) in Betracht; er pflegt recht bedeutend zu sein, unterliegt aber starken Schwankungen. Das Wesentliche bei dem Auftreten dieses letztgenannten Gases im Meerwasser ist der Umstand, daß es nicht frei vorkommt; würde Kohlensäure als freies Gas, wie in den Säuerlingen vieler Quellen, auftreten, so müßte die alkalische Reaktion[1] des Meerwassers verschwinden.

Was im einzelnen den Sauerstoff und Stickstoff anlangt, so ist von einer kaum zu überschätzenden Bedeutung die Tatsache, daß, während in 100 Raumteilen atmosphärischer Luft 21 Teile Sauerstoff und 79 Teile Stickstoff enthalten sind, das prozentische Verhältnis dieser Gase bei der Absorption im Wasser dahin sich ändert, daß 30—35 % Sauerstoff und 70—65 % Stickstoff in der Luft enthalten sind. Dies vergrößerte Absorptionsvermögen des Meerwassers — und auch des Flußwassers — für Sauerstoff ist von einschneidender Wichtigkeit für die tierischen Organismen, speziell die Fische, welche ihren Luftbedarf mittelst der Kiemenatmung

[1] Siehe oben S. 44.

decken. — Im allgemeinen nimmt ferner der absolute Luftgehalt, soweit Oberflächenwasser in Betracht kommt, erstens mit zunehmender Temperatur und zweitens mit der Tiefe ab: kaltes Oberflächenwasser ist meist sauerstoffreicher als warmes, Oberflächenwasser ist ebenfalls — ceteris paribus — etwas sauerstoffreicher als Tiefenwasser; denn in der Tiefe ist der von den Meerestieren verbrauchte Sauerstoff direkt nicht ersetzbar, und er erfährt außerdem durch die Oxydation faulender organischer Stoffe noch weitere Verminderung. Vielleicht ist dies Verhältnis neben anderen Gründen ein Grund dafür, daß die bedeutendsten Fischreichtümer in den kalten, obersten Wasserschichten bestimmter Meeresgegenden gefunden werden.

Für normales Ozeanwasser von mehr als 35,0 ‰ Salzgehalt kann man die mittlere Menge an absorbiertem Sauerstoff und Stickstoff, berechnet nach Kubikzentimeter auf das Liter Seewasser, für die verschiedenen Temperaturen, wie folgt, annehmen:

bei einer Temp. v °C	0°	5°	10°	15°	20°	25°	d. h. im Mittel
ccm O_2 in 1 Liter	8,18	7,22	6,45	5,83	5,31	4,87	$100\frac{O_2}{N_2+O_2}=34$
ccm N_2 in 1 Liter	15,60	13,86	12,47	11,34	10,41	9,62	$100\frac{N_2}{N_2+O_2}=66$

s. oben S. 60.

Bei dem dritten Gase, der Kohlensäure, liegen in der Hauptsache eigentümliche Bindungen an die Karbonate des Meerwassers vor; freie Kohlensäure ist nicht beobachtet, ein Umstand, der für die Atmung der Meerestiere von wesentlicher Bedeutung wird. Es finden Anreicherungen freier Kohlensäure wohl deshalb nicht statt, weil die Oxydationen der organischen Substanzen nie vollständig sind und wirklich entstehende Kohlensäure durch

vertikale Bewegungen zur Oberfläche und Atmosphäre geführt wird. Die sehr schwierigen, erst neuerdings zuverlässig gestalteten quantitativen Bestimmungen der Kohlensäure zeigen, daß 40 ccm CO_2 im Liter Seewasser, berechnet für 0° C. und 1 Atmosphäre Druck, einen guten Durchschnittswert darstellen, wenigstens im Meerwasser höherer Breiten; dies ist beiläufig etwa der fünffache Betrag des Sauerstoffgehaltes und bedeutet, daß eine Kohlensäuremenge von 40 ccm an die neutralen (weder sauer noch alkalisch reagierenden) und an die sauren Salze des Meerwassers gebunden ist.

Hervorragend interessant sind die manchmal nach Zeit und Ort unvermittelt auftretenden außerordentlichen Schwankungen der Kohlensäuremenge, welche vorzugsweise in der Menge und der Art des Plankton begründet sind.

Animalisches Plankton (z. B. Kopepoden) und auch die höheren Tiere produzieren Kohlensäure und verbrauchen Sauerstoff. Vegetabilisches Plankton (Diatomeen, Algen, Cilioflagellaten u. s. w.) nimmt —, freilich in vergleichsweise sehr unbedeutendem Grade — Kohlensäure auf und gibt Sauerstoff ab, wobei aber das Vorhandensein von Licht vorausgesetzt wird, denn der Vorgang der sogenannten „Assimilation" bei den Pflanzen ist bekanntlich an den Einfluß des Lichtes gebunden. — Somit kann man a priori schon annehmen, daß da, wo im Meere das animalische Plankton überwiegt, neben relativem Sauerstoffmangel eine große Kohlensäuremenge auftritt, und daß umgekehrt durch vegetabilisches Plankton eine Verringerung der Menge von CO_2, verbunden mit einer Anreicherung, ja Übersättigung des Wassers mit O_2, zu stande kommt. Sowohl die Beobachtungen auf dem Meere selbst als auch Laboratoriumversuche zeigen in der Tat diesen Zusammenhang in unwiderleglicher Weise. Besonders das Wasser der kalten, diatomeenreichen Polarströme ist mit Sauerstoff übersättigt; ungewöhnlich sauerstoffarm aber ist z. B. das

Tiefenwasser mancher vom offenen Ozean ziemlich abgeschlossener, fischreicher Meeresbecken, wie des Gullmar-Fjordes im westlichen Schweden, wo man zeitweise — nicht immer, denn manchmal findet eine Erneuerung des Wassers doch statt — nur etwa 1,5 bis 2,0 ccm O_2 im Liter festgestellt hat bei gleichzeitiger Zunahme der Kohlensäure.

Nachstehende zwei Tabellen geben die lehrreichen Laboratoriumversuche Knudsens wieder; die erste zeigt den Einfluß der Stoffwechselprodukte von animalischem, die zweite denjenigen von vegetabilischem Plankton, beide Tabellen zeigen zugleich die angenähert vollkommene Konstanz der Stickstoffmenge. Die Versuche sind derart angestellt, daß je eine Flasche Seewasser von 1 Liter Inhalt mit und ohne Plankton je 3 Stunden stehen gelassen und dann das Wasser analysiert wurde.

Tabelle I	ccm CO_2 p. Liter	ccm N_2 p. Liter	ccm O_2 p. Liter	$100\frac{O_2}{N_2+O_2}$	
ohne Kopepoden	40,6	12,29	6,70	35,4	Normal.
mit Kopepoden	44,3	12,36	2,79	18,4	Sauerstoffmangel.

Tabelle II	ccm CO_2 p. Liter	ccm N_2 p. Liter	ccm O_2 p. Liter	$100\frac{O_2}{N_2+O_2}$	
ohne Diatomeen	43,06	12,52	6,27	33,4	Normal.
mit Diatomeen, aber im Dunkeln	43,65	12,18	3,93	24,4	
mit Diatomeen im Licht	32,73	12,30	17,27	58,4	Sauerstoffübersättigung.

Während das Vorhandensein von Sauerstoff bis in die größten Tiefen der Ozeane das Vorhandensein auch einer Tiefseefauna ermöglicht, fehlt einem größeren Binnenmeere, dem Schwarzen Meere, schon von 400 m Tiefe ab bis zum Grunde (meist über 2000 m) jegliches Tier-

leben vollkommen, und zwar infolge des Auftretens von Schwefelwasserstoff (H_2S).

In den Tiefen des Mittelmeeres ist bis zum Grunde hin ein allerdings ärmliches organisches Leben nachgewiesen; Spuren von H_2S sind nicht vorhanden. Das Gleiche gilt von dem kleinen Marmara-Meer, welches die Verbindung zwischen den beiden großen Becken des Mittelmeeres und Schwarzen Meeres herstellt. Charakteristisch ist für das Marmara-Meer ein im Schwarzen Meere gar nicht, im Mittelmeere in geringem Grade vorhandenes lebhaftes Spiel verschiedenartiger vertikaler und horizontaler Strömungen, welche, begünstigt durch ein wirres Bodenrelief, eine vollkommene Durcheinandermischung aller Wassermassen herbeiführen. Eine ausgiebige Durchmischung aller Wasserschichten, wobei Sauerstoff in die Tiefe gebracht wird, scheint aber das beste Mittel zu sein, um die Bildung von H_2S hintanzuhalten. Fehlen nämlich vertikale Versetzungen, so kann die Oxydation der zu Boden sinkenden Pflanzen- und Tierreste in den größeren Tiefen — nachdem der freie Sauerstoff der oberen Schichten schnell verbraucht ist — nur auf Kosten des gebundenen Sauerstoffes der schwefelsauren Meeressalze stattfinden; die hierbei gebildeten Schwefelmetalle werden durch die gleichzeitig als Oxydationsprodukt des Kohlenstoffes der organischen Reste auftretende Kohlensäure mehr oder weniger vollkommen in kohlensaure Salze und Schwefelwasserstoff zerlegt. Ist diese Erklärung richtig, so bleibt noch die weitere Frage zu beantworten, warum im Schwarzen Meere vertikale Ausgleichsbewegungen, deren Nichtvorhandensein schließlich die Bildung von H_2S herbeiführt, fehlen: Natterer, einer der verdienstvollsten Meereschemiker, meinte, daß die starken Süßwassermengen, welche durch Regen und Flüsse der Oberfläche des Schwarzen Meeres zugehen, eine Art Decke leichten Wassers bilden, welches auch im Winter bei Erkaltung nicht schwer genug wird, um unter das darunter lagernde, salzigere Tiefenwasser sinken zu können und letzteres somit zum Aufsteigen zu zwingen. Ob diese Erklärung ausreicht, scheint zweifelhaft; in der Ostsee

z. B. liegen die physikalisch-chemischen Verhältnisse, zumal im Winter, ganz ähnlich, und doch fehlt H_2S glücklicherweise ganz.

§ 13. Farbe und Durchsichtigkeit des Meerwassers.

Im Volksmunde gilt das Wasser unserer Ostsee als grün, während dem Nordseewasser eine blaue Färbung zugeschrieben wird; hiermit wird ein relativer Farbenunterschied, der zwischen dem Wasser der beiden Meeresteile zweifellos besteht, zum Ausdruck gebracht. Wer freilich den offenen Ozean befahren hat, zumal gewisse tropische Meere, der weiß, daß im Vergleich zu dem tiefsten, leuchtenden Kobaltblau, das dem Meerwasser eigen sein und der Farbe einer satten blauen Tinte gut entsprechen kann, dies Nordseewasser in Wirklichkeit nur eine ärmliche Mißfärbung von Blaugrün oder Grünblau aufweist.

Im Gegensatz zu früheren Annahmen hat sich ergeben, daß das Meerwasser durchaus nicht um so blauer ist, je größer der Salzgehalt ist oder je höher die Temperatur ist. Wohl sind im allgemeinen die tropischen Meere, zumal diejenigen im Bereiche der Passate, von einer wunderbar schönen tiefblauen, ja schwarzblauen Farbe; aber auch in der gemäßigten Zone, ja selbst im Eismeer an bestimmten Stellen, hat man dies herrliche Blau beobachtet, und andererseits sind weite Gebiete in den Tropen, oft gerade da, wo die Wassertemperaturen sehr hoch sind, grünlich verfärbt. Die Farbe des Roten Meeres ist trotz abnorm hohen Salzgehaltes und hoher Temperaturen nur stellenweise ein so vollkommenes, reines Blau wie meist auf offener See. Eine direkte Beziehung zwischen der Farbe, der Temperatur und dem Salzgehalt besteht also nicht.

Klarer wird die Sachlage schon bei einem Vergleiche der Farbe mit der Durchsichtigkeit. Wenn man weiße Blechscheiben (oder auch Planktonnetze) von bestimmtem Durchmesser[1] in verschiedenen Meeren versenkt und die untereinander vergleichbaren Angaben der „Sichttiefen", d. h. der Tiefen, bis zu welchen diese Scheiben eben noch dem menschlichen Auge sichtbar sind, mit den für die gleiche Lokalität ermittelten Farben zusammenstellt, so ergibt sich deutlich, daß das Meerwasser um so blauer ist, je durchsichtiger es ist. Eine solche Scheibe verschwindet dem Auge

in der Ostsee	bei rund	15 m	Tiefe	(Farbe grün)
„ „ Nordsee	„ „	22—25 m	„	(Farbe grünblau)
im Mittelmeer	„ „	40—45 m	„	(Farbe blaugrün)
im tropischen Indischen Ozean	„ „	45—50 m	„	(Farbe blau).

In der Sargassosee im Atlantischen Ozean ist einmal sogar eine Sichttiefe von 66 m festgestellt worden. Je geringer die Durchsichtigkeit ist, je mehr trübende Bestandteile das Meerwasser suspendiert enthält, desto entschiedener neigt seine Farbe zum Grün.

Die Trübungen ihrerseits sind nun wieder durch zwei Gruppen von Beimengungen veranlaßt; zuerst durch anorganische feinste Teilchen von Kalk, Tonerde, Kieselerde u. s. f., kurz, durch die ganze Summe der von dem Festlande herstammenden Sinkstoffe, welche, wenn sie erst am Meeresgrunde niedergeschlagen sind, die sogenannten „terrigenen Sedimente"[2] liefern. Diese anorganischen Trübungen des Meerwassers kommen nur für die landnahen

[1] 40—50 cm; viel kleiner darf er nicht sein, wenn anders der Gesichtswinkel, unter dem man die Scheibe erblickt, nicht zu klein werden soll.

[2] Siehe oben S. 24. § 4.

Küstengewässer in Betracht, um so mehr, als das Seewasser infolge noch nicht aufgeklärter molekularer Vorgänge die Eigenschaft hat, anorganische Beimengungen in vergleichsweise außerordentlich kurzer Frist zur Ablagerung und zum Niederschlag zu bringen. So erklärt sich schon ganz zwanglos die Beobachtung, daß im allgemeinen, wenn man von der hohen See her der Küste sich nähert, die Wasserfarbe mehr und mehr vom Blau in das Grün übergeht; sehr bekannt ist in dieser Beziehung auf der Route New-York—Europa der Übergang von der blauen Tiefsee des Atlantischen Ozeans zu dem grünlichen Wasser der flachen „Gründe" vor dem Englischen Kanal. — An zweiter Stelle sind die organischen Beimengungen zu nennen, besonders das in Millionen und Milliarden von Individuen auftretende animalische und vegetabile Plankton; so sehr es natürlich auch in den küstennahen Meeresgegenden im Verein mit anorganischen Trübungen die Meeresfarbe beeinflußt, so ist es doch vorwiegend wichtig für die Farbe der landfernen „Hochsee". Es hat sich gezeigt, daß überall da, wo Massenwucherungen von Plankton, z. B. die hierzu besonders neigenden Diatomeen, gefunden werden, das Wasser grünlich oder blaugrün erscheint, oft sogar dick-olivgrün, wie zeitweise in einigen besonders algenreichen kalten Polarstromgebieten, während dann, wenn die niedere Organismenwelt spärlicher und spärlicher wird, in annähernd gleichem Tempo die Meeresfarbe zu immer tieferem Blau sich erhebt. So gelangte Schütt zu dem ebenso charakteristischen wie kurzen Ausspruch: Blau ist die Wüstenfarbe des Meeres.

Dies sind nun aber nur erst die erfahrungsmäßig feststehenden Tatsachen; sie verlangen noch eine physikalische

Erklärung. In letzterer Hinsicht müssen die nachstehenden kurzen Andeutungen genügen.

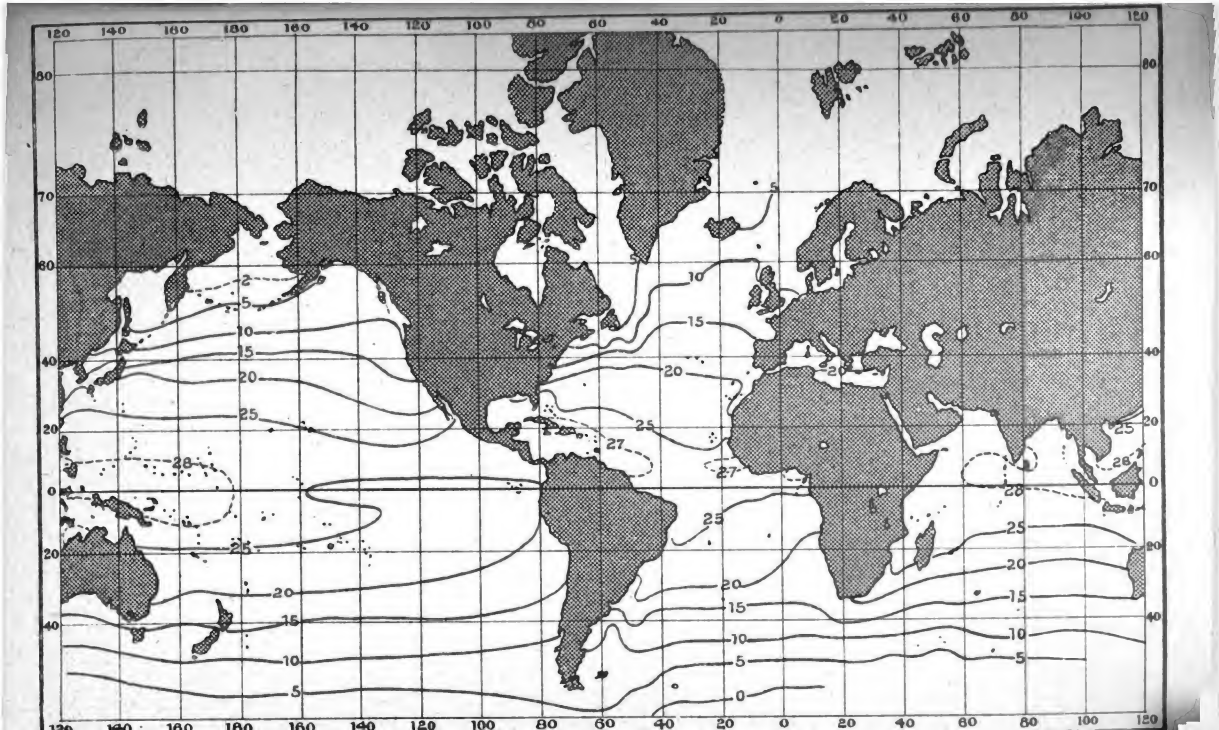
1. In „optisch leerem" Wasser von vollkommener, idealer Durchsichtigkeit würde einfallendes weißes Licht bei genügender Wassertiefe vollkommen absorbiert werden; solches Wasser muß ganz schwarz erscheinen.

2. In destilliertem Wasser, welches in optischem Sinne nicht ganz „leer" ist, sondern immer noch heterogene Partikelchen minimaler Größe enthält, ist die Absorption des Lichtes nur eine unvollkommene; die roten und gelben Strahlen des Spektrums werden vorzugsweise absorbiert oder ausgelöscht, und zwar schon in der geringen Tiefe von etwa 2 m fast zur Hälfte, während die blauen Strahlen weniger stark absorbiert werden und deshalb zur Oberfläche zurückgelangen: das Wasser erscheint also nicht schwarz, sondern in einem schönen Blau.

3. Dann ist es aber auch einleuchtend, daß, je größer die Anzahl der trübenden Partikelchen ist, desto kürzer der Weg des einfallenden Lichtstrahles sein wird, d. h. desto eher wird er reflektiert, desto mehr Strahlen auch von dem gelben und roten Teile des Spektrums werden reflektiert — die Absorption tritt mehr in den Hintergrund — und das heraustretende Licht setzt sich aus blauen und gelben Strahlen zusammen: die Farbe wird in einem mit zunehmender Trübung zunehmenden Grade zum Grün werden. Dies ist die physikalische Deutung des Einflusses der organischen und anorganischen Beimengungen auf die Wasserfarbe.

4. Bei diesen Vorgängen der Absorption und Reflexion besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen Süßwasser (destilliertem Wasser) und Salzwasser, sobald nur die Salze farblos und vollkommen gelöst sind, was ja bei den Meerwassersalzen zutrifft.

5. Die blaue Farbe des Meeres ist keinesfalls eine Reflexion der blauen Himmelsfarbe; allerdings hat man hinsichtlich der Färbung der Meeresoberfläche einen je nach der Wolkenbedeckung u. s. w. etwas verschiedenen subjektiven Eindruck, aber die objektive Wasserfarbe, die man, unbeeinflußt vom diffusen


120 140 160 180 160 140 120 100 80 60 40 20 0 20 40 60 80 100 120
80
70
60
40
20
0
20
40
2
5
10
15
20
25
28
27
25
20
15
10
5
0

Tageslicht, mittelst einer innen geschwärzten Röhre oder durch die Ankerklüsen eines Schiffes beobachtet, ist immer das Blau mit seinen Abstufungen zum Grün.

---

4. Kapitel: Die Wärmeverteilung im Meere.

§ 14. Die Temperaturen der Meeresoberfläche.

(Fig. 9.)

Für das Verständnis der allgemeinen Charakterzüge der Wärmeverteilung in der Meeresoberfläche ist in erster Linie die ausnahmsweise große spezifische Wärme oder die Wärmekapazität des Wassers wichtig; sie ist größer als die fast aller sonst bekannten Substanzen, fester wie flüssiger, auch größer als die der Luft, und dient daher als physikalische Maßeinheit, indem diejenige Wärmemenge, welche 1 kg reinen Wassers von 0° auf 1° C. erwärmt, = 1 gesetzt wird (Groß-Kalorie). Süßwasser erwärmt sich also ganz außerordentlich schwer, es bedarf der vergleichsweise größten und anhaltendsten Wärmezufuhr, wobei noch das sehr schlechte innere Wärmeleitungsvermögen[1] hinzukommt, wenn die thermischen Verhältnisse direkt unter der Oberfläche auch betrachtet werden sollen. Umgekehrt gibt das Wasser sehr große Wärmemengen auf lange Zeit hin ab, d. h. es erkaltet sehr schwer. Nach Thoulet-Chevallier ist die Wärmekapazität des Salzwassers nur unbedeutend geringer als die des Süßwassers; man vergleiche die Tabelle, welche auch die für Luft geltende wichtige Zahl und als Beispiele fester Stoffe Quarz und Blei enthält.

[1] Vergl. hierzu § 15 III. S. 80.

Wasser	Salzgehalt (‰) 0,0	1,000	Spezifische Wärme.
	" 1,3	0,963	
	" 2,6	0,944	
	" 3,9	0,926	
Luft (trocken, konstanter Druck)		0,237	
Quarz		0,191	
Blei		0,032	

Zwischen Seewasser von normalem Salzgehalt (3,5 %) und einem spezifischen Gewicht von rund 1,027 einerseits und Luft von einem spezifischen Gewicht von 0,00129 andererseits gilt also das Wärmemengenverhältnis

$$\frac{1{,}027 \,.\, 0{,}931}{0{,}00129 \,.\, 0{,}237} = 3117 : 1;$$

d. h. die Wärmemenge, welche 1 cbm Meerwasser bei der Abkühlung um 1° abgibt, genügt, um die Temperatur von mehr als 3000 cbm Luft um 1° zu steigern!

Diese zahlenmäßige Feststellung erklärt uns mancherlei, in erster Linie die sehr geringfügigen täglichen und jährlichen Schwankungen der Temperatur des Oberflächenwassers. Während über dem festen Lande im Laufe des Tages infolge der Insolation oder Sonnenbestrahlung die Wärme erheblich zunimmt, bei Nacht infolge der Ausstrahlung stark abnimmt, ist das Meerwasser in seinen Wärmeänderungen innerhalb 24 Stunden sehr träge; selbst in den Tropen wird mit 0,9° C. im Durchschnitt kaum 1° täglicher Temperaturamplitüde erreicht. Allerdings können bei Windstille etwas höhere Beträge zur Beobachtung kommen (bis etwa 1,6°), andererseits setzt bedeckter Himmel und frische Brise den Betrag meist bis

auf 0,4° und weniger herab. — Was von den Wärmeänderungen innerhalb 24 Stunden gilt, kann auch auf diejenigen im Laufe eines Jahres sinngemäß übertragen werden: im Sommer bleibt das Meer in unseren Breiten, z. B. die Nordsee, vergleichsweise kühl und bietet daher einen erfrischenden Aufenthalt an seinen Gestaden; im Winter, wenn vielleicht strenger Frost nahebei auf dem festen Lande herrscht, hat es immer noch mehrere Grade über Null und bildet eine Quelle reichlicher Wärmeabgabe. Am geringsten sind natürlich die jährlichen und jahreszeitlichen Temperaturänderungen der Meere innerhalb der Tropen; große Strecken, zumal im äquatorialen Stillen und Indischen Ozean, weisen jahraus jahrein, Monat für Monat eine gleichmäßige Temperatur von 27° bis 28° C. auf. In den gemäßigten Zonen überschreitet der Unterschied in der Wassertemperatur des wärmsten und des kältesten Monates meist nicht 8° — von besonderen Gegenden mit abnormen Verhältnissen abgesehen —, und nach den Eismeeren hin, zumal nach dem Südlichen Eismeere hin, welches eine gewaltige, ganz landfreie „Südsee“[1] darstellt, nimmt die Jahresamplitüde sogar wieder ab, fast bis auf die Beträge in den tropischen Meeren.

Mittlere Jahresschwankung.

	50° N. Br.	40° N. Br.	30° N. Br.	20° N. Br.	10° N. Br.	0° Br.	10° S. Br.	20° S. Br.	30° S. Br.	40° S. Br.	50° S. Br.
Ozean	8,4°	10,2°	6,7°	3,6°	2,2°	2,3°	2,6°	3,6°	5,1°	4,8°	2,9°
Festland	25,4°	19,2°	12,4°	8,4°	3,7°	(1,3°)	2,9°	6,0°	8,1°	8,8°	—

Unsere Fig. 9 ist in ihren großen Zügen an sich verständlich. Wir entnehmen aus ihr, daß die reichliche

[1] Siehe oben S. 38.

Hälfte der Oberfläche aller Ozeane ständig Temperaturen von über 20° C., und fast 40 % dieser Oberfläche eine Temperatur von über 24° C. aufweist; man vergesse bei der Betrachtung dieser und der anderen Kärtchen nicht, daß durch die Mercatorprojektion die Gegenden der höheren geographischen Breiten außerordentlich stark über das richtige Verhältnis vergrößert erscheinen. — Die höchsten Wärmegrade werden während unserer Sommermonate im Roten Meere und im Persischen Golfe erreicht, wo nahezu 35° C. mehrmals in zuverlässiger Weise beobachtet worden sind; dies ist genau die Temperatur eines warmen Bades (27° R.). Doch sind diese genannten zwei Binnenmeere durchaus nicht immer so warm; im nördlichen Roten Meere sinkt in den Wintermonaten die Temperatur oft bis unter 20°.

Viele kleine Besonderheiten werden später in § 26 durch die Beschreibung der kalten und warmen Meeresströmungen eine erklärende Erledigung finden. Vorsicht ist aber in dem Punkte geboten, daß man nicht ohne weiteres jede lokale Temperaturerniedrigung des Oberflächenwassers auf eine kalte, horizontale Strömung zurückführt; die Abkühlung kann auch durch aus der Tiefe aufquellendes Wasser, also durch eine vertikale Bewegung zu stande kommen, und dies ist in der Tat an mehreren Küsten der Fall, z. B. an derjenigen von Marokko, von Südwestafrika, von Peru, von Kalifornien u. s. w. Fährt man von Callao nach Westen seewärts, so hat man, während ganz nahe der Küste vielleicht 15—18° Wassertemperatur herrscht, in 50 km Landabstand 21°, in 100 km 23°, in 200 km 26°; das Wasser wird also wärmer, obschon man immer mehr in die sogenannte kühle Peru-Strömung hineinkommt.

Diese „Auftrieb" genannte Erscheinung findet — auch in großen Süßwasserseen — ganz allgemein bei ablandigen, d. h.

vom Lande weg wehenden Winden auf der Leeseite, d. h. der im Windschutz gelegenen Seite, statt, indem zum Ersatz für das unter der Windwirkung fortgeführte Oberflächenwasser kühleres Tiefenwasser heraufgesaugt wird; auf der Seite dagegen, auf welche der Wind hinaufweht (Luvseite), findet ein Anstau mit abwärts dringendem Oberflächenwasser statt (Fig. 10). So kommt es, daß z. B. bei den Galapagos-Inseln unter dem Äquator im Stillen Ozean bei Ost-Passat das Seewasser nahe der Ostküste 25°—26° warm ist, nahe der Westküste dagegen mit nur 14°—15° sehr kalt erscheint. Auch in Seebädern kann man manchmal bei ablandigen Winden eine plötzliche Verminderung der Wasserwärme beobachten.

Ähnliche Erscheinungen in großartigem Maßstabe zeigen die Ozeane in meridionaler Richtung (vergl. § 15, II und III).

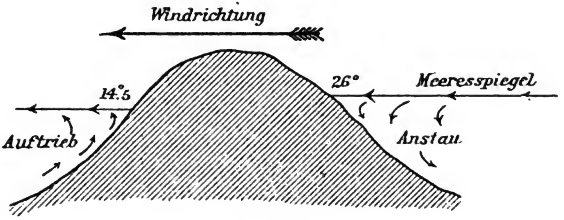


Fig. 10.

Was das wichtige Verhältnis zwischen der Temperatur des Oberflächenwassers und derjenigen der untersten Luftschicht anlangt, so ist im allgemeinen das Wasser um ein geringes wärmer als die über ihm lagernde Luft; könnte man überall fehlerfreie Lufttemperaturen zur See zu Grunde legen — sie sind infolge vieler und schwer vermeidbarer Fehlerquellen schwierig zu beschaffen —, so dürfte der mittlere Überschuß zu Gunsten des Wassers etwa 0,8° C. betragen. Der Wasserozean bildet also eine großartige, unmittelbare Warmwasserheizung für den Luft-

ozean, und zugleich auch eine Dampfheizung, indem die über den tropischen Meeren verdampfenden Wassermengen in höhere Breiten durch Luftströmungen übergeführt und dort bei niedrigerer Temperatur zur Kondensation gebracht werden, wobei Wärme wieder frei wird.

Da, wo das Wasser sehr warm ist und eiskalte Winde über dasselbe hinstreichen, wie dies an einigen wenigen Erdstellen vorkommt, z. B. gelegentlich über dem Golfstrom im Winter bei schweren NW-Stürmen nahe der amerikanischen Küste, tritt manchmal ein richtiges „Dampfen" der See ein, das Wasser „raucht". Umgekehrt kann auch in nicht seltenen Fällen das Wasser kälter sein als die Luft; dies gilt besonders von den ausgesprochen kalten Meeresströmungen: über ihnen treten dann häufig Nebel auf. Das Dampfen des Meeres, das man auch an Binnenseen an kalten Herbstmorgen öfter beobachten kann, und das sich in feinen, aber nur wenige Fuß über dem Wasserspiegel ausgedehnten Kondensationsprodukten (Nebelbläschen) äußert, kommt also unter genau entgegengesetzten Verhältnissen zu stande als der hochreichende Nebel im gewöhnlichen Sinne des Wortes, der im allgemeinen als eine in den unteren Schichten des Luftmeeres sich haltende Wolke zu betrachten ist.

§ 15. Die Temperaturen der Tiefen in den offenen Ozeanen.

I. Meßmethoden.

Weil die Temperaturen der Tiefsee im allgemeinen wesentlich verschieden von denen der Oberfläche sind, meist nämlich sehr viel niedriger, so kann man gewöhnliche Thermometer nicht zur Messung von Tiefseetemperaturen benutzen, sie würden ja während des Hindurchholens durch die oberen, warmen Schichten lediglich deren Wärme anzeigen. Außerdem sind alle Tiefseethermometer gegen den gewaltigen Druck der Wassermassen zu schützen; da eine Wassersäule von etwa 10 m Dicke den Druck einer Atmosphäre ausübt, muß das Thermometer einem Druck von 500 Atmosphären schon bei nur 5000 m Tiefe gewachsen sein; die größten Tiefen

reichen aber, wie wir sahen, bis an 10 000 m heran. Eine starke, das eigentliche Thermometer umgebende zweite Glashülle, die der besseren Wärmeleitung wegen mit etwas Quecksilber teilweise angefüllt ist, vermittelt in meist ausreichender Weise diesen Schutz.

Die gebräuchlichste Art von Tiefseethermometern, welche 40—50 Mk. pro Stück kosten, sind die sogenannten Maximum-Minimum-Thermometer, deren Funktionieren aus den im täglichen Leben gebräuchlichen entsprechenden Instrumenten bekannt ist; man liest die Minimum-Seite ab unter der Voraussetzung, daß — wie dies für die weitaus meisten Meeresgebiete auch zutrifft — die jeweils niedrigste Temperatur zu der größten jeweils erreichten Tiefe gehört. — In den polaren Gewässern beider Halbkugeln ist jedoch, wie wir in § 16 noch sehen werden, die Wärmeschichtung der Wassermassen meist eine davon gänzlich abweichende und unregelmäßige, und man muß dann zu den sogenannten Umkehr- oder Kippthermometern greifen (Fig. 11 und 12). Bei a ist die Kapillarröhre derartig verengt, daß, wenn das Instrument durch irgend eine mechanische Vorkehrung umgekippt wird, an der verengten Stelle der Quecksilberfaden, und zwar natürlich ein der betreffenden Tiefseetemperatur genau entsprechendes Stück, abreißt und in den luftleeren unteren Teil der Kapillare bei k hinunterfällt; aus der Länge des Fadens hat man somit einen direkten Schluß auf die Temperatur, und in der Tat ist die Gradskala gleich für die umgekehrte Stellung des Instrumentes berechnet und angebracht. Das selbsttätige Umkippen in der Tiefsee aber wird durch einen Metallrahmen (Fig. 12) bewirkt, in welchem das durch eine Metallhülse b geschützte Thermometer unterhalb seines Schwerpunktes in der Achse c drehbar befestigt ist; sobald der Propeller e bei dem Aufholen des Apparates wie eine Schiffsschraube in Bewegung kommt, dreht sich auch die Spindel d höher aus der Thermometerhülle heraus und gibt schließlich die letztere zum Umkippen ganz frei. Ein einziges solches Tiefseethermometer inkl. Rahmen kostet etwa 100—110 Mk. Man muß, auf dem Ozean arbeitend, gleichzeitig eine ganze Reihe

solcher kostbaren Instrumente einem Stahlseile anvertrauen, um mit einer Lotung die Wärmeverhältnisse der verschiedenen Tiefseezonen aufzuklären.

Fig. 11. Tiefsee-Kippthermometer nach dem Umkippen.

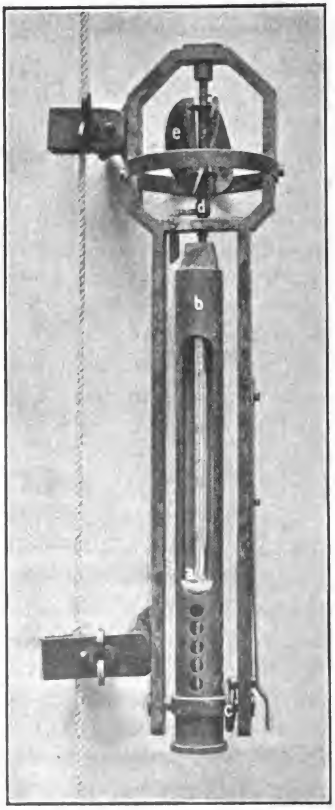


Fig. 12. Tiefsee-Kippthermometer in Metallrahmen, vor dem Umkippen.

II. Einige Beobachtungen und Tatsachen.

Wenn man die Wärmeverhältnisse von der Oberfläche bis zum Meeresgrunde für die verschiedenen Zonen untersucht, so findet man fast überall mit wachsender Tiefe niedrigere Temperaturen. In der obersten Schicht von 0 bis etwa 100 m oder höchstens 150 m Tiefe vermag man jahreszeitliche, auf die verschiedene Insolations- oder Bestrahlungsintensität zurückführbare Temperaturschwankungen nachzuweisen[1]; aber von da ab darf man meist unterschiedslos alle in irgend einem Monate und in irgend einem Jahre gemessenen Temperaturen benutzen, und man erhält für die gewaltigen Wassergebiete der heißen Zone etwa das in Fig. 13 dargestellte Normaldiagramm, in welchem die Temperaturen als Abscissen, die Tiefen als Ordinaten eines rechtwinkligen Koordinatennetzes abgetragen sind. Man sieht, daß die Temperaturabnahme mit der Tiefe oder der vertikale Temperaturgradient in den oberen Schichten relativ sehr groß, dann aber — von rund 1000 m ab — nur sehr klein ist, so daß in einem großen Durchschnitt für die Tropen die Wärmeverminderung von 0—1000 m Tiefe 15° bis 20° beträgt, von 1000—2000 m Tiefe aber nur 2° bis 4°, von 2000 m Tiefe ab für je 1000 m gar nur 0,5° bis 1°! Dies heißt mit anderen Worten, daß die ungeheuren Massen der ozeanischen Tiefsee im ganzen eine außerordentlich gleichmäßige und niedrige Temperatur besitzen. Während also an der Oberfläche Wärmegrade zwischen —2° und etwa 30° (s. § 14 und Fig. 9) vorkommen, beschränken sich die geographischen Verschiedenheiten im Niveau von

[1] In einigen Gegenden der gemäßigten Zone sogar bis in noch größere Tiefen.

400 m auf etwa 10° (nämlich zwischen 7° und 17° C., vergl. Fig. 14), in 1000 m Tiefe findet man meist nur noch zwischen rund 3° und 8° C. liegende Wärmegrade, am Meeresboden endlich (Fig. 15) ist die Temperatur auf etwa 1 bis 2° C. herabgegangen, und irgend welcher Einfluß der geographischen Breite ist schon längst in keiner

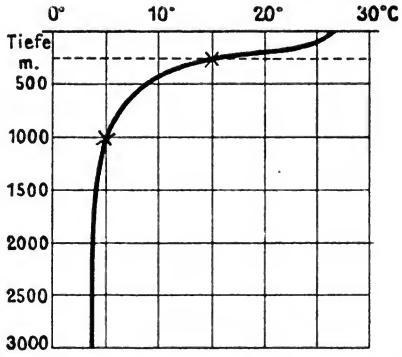
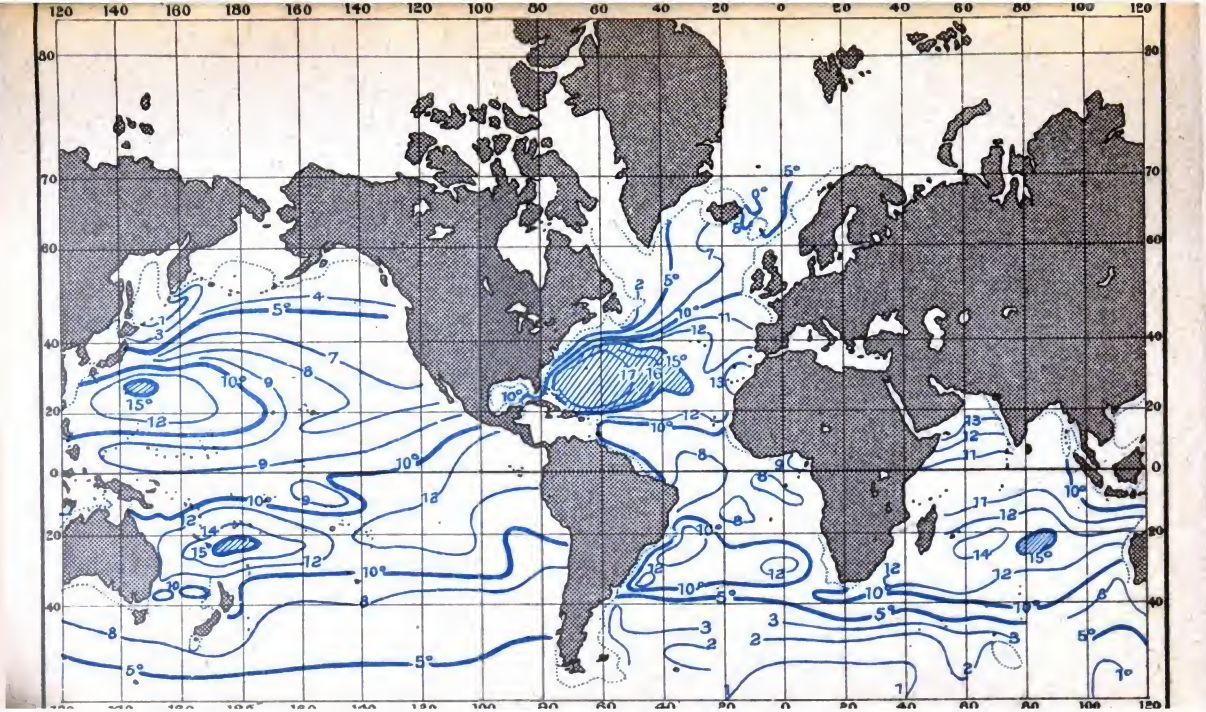


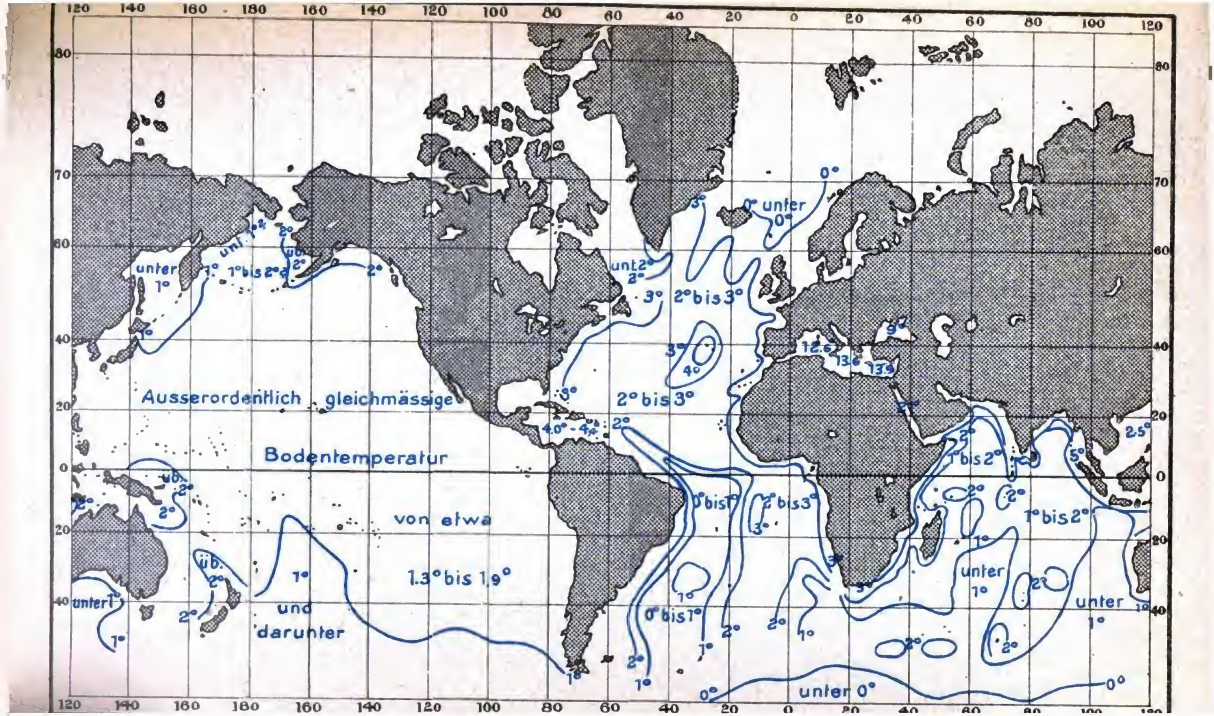
Fig. 13. Vertikale Temperaturabnahme in tropischen Meeren.

Weise mehr nachweisbar, vielmehr scheinen die kleinen thermischen Unterschiede vorzugsweise durch Unterschiede in der Bodengestaltung veranlaßt[1].

Für das Verständnis dieser gesamten Wärmeverteilung am wichtigsten sind nun die mittleren Schichten zwischen rund 150 und 800 m Tiefe; hier findet man bei näherem Zusehen die geradezu frappierende Tatsache, daß das Wasser der gemäßigten Zone fast durchweg außerordentlich viel wärmer ist, stellenweise um 8° bis 10°, als das Wasser der Äquatorialzone gleicher Tiefe. Dieser auffälligste Charakterzug der Verteilung der Tiefseetempera-

[1] Die Eismeergebiete bleiben hier zunächst immer außer Betracht; sie sind in § 16 für sich behandelt.




Ausserordentlich gleichmässige
Bodentemperatur
von etwa
1.3° bis 1.9°
und
darunter
unter 1°
1° bis 2°
2° bis 3°
0° bis 1°
unter 0°
12.6
13.6
13.9
4.0° - 4°
2.5°

turen ist in dem Niveau von etwa 400 m am stärksten ausgebildet; deshalb wurde Fig. 14 hier beigegeben. Man denke, daß man z. B. im Atlantischen Ozean unter dem Äquator in der genannten Tiefe nur eine Wasserwärme von 7° bis 8° hat, in den Breiten von 30° bis 40° N. Br. aber 15° und mehr, also gerade das Gegenteil von dem, was man zunächst als naturgemäß erwarten muß. Die nachstehende Tabelle veranschaulicht dem aufmerksamen Leser diese Abnormität und enthüllt ihm zugleich, daß zwischen den einzelnen Ozeanen in dieser Hinsicht des Wärmeüberschusses der höheren Breiten über die niederen Breiten beträchtliche Unterschiede bestehen, die wir hier nicht weiter verfolgen.

Mittelwerte °C.

Tiefe in m	Zone hoher Wärmegrade			Zone niedr. Wärmegrade	
	Nordatlant. Ozean 30° Br.	Südatlant. Ozean 30° Br.	Südindischer Ozean 30° Br.	Atlantischer Ozean Äquator	Indischer Ozean Äquator
0	22,7	19,5	20,0	26,0	27,8
50	20,9	18,0	19,0	21,8	27,0
100	19,6	17,3	18,9	16,3	24,3
150	18,6	15,8	17,4	13,6	17,1
200	17,9	14,4	15,0	13,3	14,5
400	**15,8**	**11,4**	**12,5**	**8,1**	**10,3**
600	13,0	7,7	10,6	5,4	8,9
800	9,8	5,4	8,3	4,7	7,5
1000	7,6	3,9	5,5	4,4	6,2
2000	3,9	2,8	2,5	3,5	2,7
3000	3,1	2,3	1,6	2,7	2,2
4000	2,6	1,6	1,1	2,1	1,6
Boden	2,4	0,5 bis 2,1	0,7 bis 1,1	0,9 bis 2,3	1,4

III. Die Ursachen der Wärmeverteilung in der Tiefsee.

In erster Linie müssen die Verschiedenheiten der Wärmemengen, welche durch die Sonnenstrahlung dem Meere zugeführt werden, auf die Temperaturverteilung in der Tiefsee ihren selbstverständlichen Einfluß üben. In der heißen Zone wird — ceteris paribus und bewegungsloses Meer vorausgesetzt — die Erwärmung mächtiger sein und tiefer reichen, als in der gemäßigten oder gar in der kalten Zone. Da aber die Sonnenstrahlen selbst, wie wir in § 13 sahen, nur wenige Meter von der Oberfläche ab durchleuchten, kommen zweierlei Vorgänge der Wärmeleitung für die tieferen Schichten in Betracht, nämlich die direkte und besonders die konvektive Leitung. Was das direkte oder innere Wärmeleitungsvermögen betrifft, so ist es für Wasser sehr gering, wie die nachstehende kleine Tabelle erkennen läßt; für Luft allerdings noch schlechter. Es bedeuten die Angaben nach absolutem Maß, daß durch einen Würfel von 1 cm Seitenlänge, dessen zwei gegenüberliegende Seiten eine Temperaturdifferenz von 1^0 haben, in 1 Sekunde die durch die Zahl ausgedrückte und in Gramm-Kalorien[1] gemessene Wärmemenge hindurchgeht.

Inneres Wärmeleitungsvermögen	Nach absolutem kalorimetrischem Maß $\frac{g}{cm - sec}$	Nach relativem Maß (Eisen als Einheit)
Eisen	0,167	100,0
Eis	0,00570	3,4
Wasser bei 18° C.	0,00124	0,8
Luft bei 10° C.	0,0000558	0,033

[1] oder „Klein-Kalorie" ist die Wärmemenge, welche 1 gr Wasser von 0° auf 1° erwärmt. Bei der „Groß-Kalorie" tritt an Stelle des gr das kg vergl. auch oben S. 69, § 14.

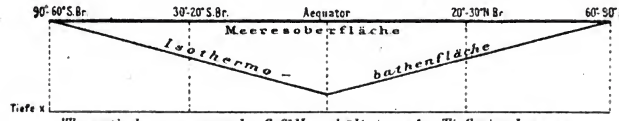
Das Leitungsvermögen des Wassers ist demnach hundertmal schlechter als das des Eisens und viermal schlechter als das des Eises; und somit wird nur im Laufe ungemein großer Zeiträume und nur in ungestörten, d. h. anderen Einflüssen nicht unterworfenen Meeresräumen die direkte Wärmeleitung in nennenswerten Tiefen vordringen können.

Auf die Tiefseetemperaturen wirksamer in größerem Umfange ist die konvektive Wärmeleitung, d. h. diejenige den tieferen Schichten zugute kommende Wärmezufuhr, welche durch die ständig wechselnden Gewichtsunterschiede der kleinen und kleinsten Wasserteilchen untereinander bedingt wird. Eingeleitet wird diese konvektive Zirkulation in letzter Linie durch die Temperaturschwankung des Oberflächenwassers innerhalb 24 Stunden oder auch längerer Zeitperioden, z. B. der Jahreszeiten. Das warme Oberflächenwasser, dessen Salzgehalt infolge der Verdunstung fast immer etwas größer ist als der des kühlen Tiefenwassers, wird durch die Abkühlung in der Nacht spezifisch schwerer und muß deshalb so weit in die Tiefe sinken, bis sein spezifisches Gewicht gleich dem des Unterwassers wird; es wird in der Tiefe noch relativ warm ankommen. Zugleich werden etwaige leichtere Wasserteilchen der Tiefe als Ersatz zum Aufsteigen an die Oberfläche kommen, daselbst dann ihrerseits auch abgekühlt werden und wieder absinken: kurzum, es wird ein förmlicher Kreislauf eintreten, der durch mechanische Wasserversetzungen kleinster Größenordnung Wärme den tieferen Schichten übermittelt, meist allerdings nur bis zu einer scharfen, durch das spezifische Gewicht bedingten Grenze, jenseits deren nach der Tiefe zu mit einem Male das kalte Tiefenwasser herrscht. Dies ist dann die Sprungschicht, welche im Weltmeere[1] etwa zwischen 50 und 150 m Tiefe unter den Tropen meist nachweisbar ist.

Beide Vorgänge, die direkte und die konvektive Wärme-

[1] In den Süßwasserseen der Festländer sind diese Verhältnisse infolge der abweichenden Dichtezustände des Süßwassers wesentlich anders gestaltet.

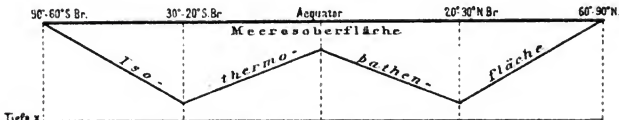
leitung, sollten nun in der Theorie, wenn keine störenden Faktoren dazwischentreten, dazu führen, daß, ebenso wie das Wasser der Oberfläche, auch das Wasser eines bestimmten Tiefenhorizontes ganz allmählich und gleichmäßig mit zunehmender geographischer Breite kälter wird, mit abnehmender Breite wärmer wird; die Linien gleicher Tiefseetemperatur oder die Isothermobathen sollten in einem Profil vom Pol zum Äquator in gerader Linie absteigen, wie in Fig. 16. In Wirklichkeit ist dies



Theoretisch zu erwartende Gefällsverhältnisse der Tiefenisothermen.

Fig. 16.

aber, wie wir vorhin unter „II" dieses Paragraphen eindringlich schilderten[1], gar nicht der Fall; die mittleren Tiefen der gemäßigten Zone sind meist wärmer als die entsprechenden Tiefen der heißen Zone, die Isothermobathen zeigen eine Knickung, wie in Fig. 17. Dies ist nur durch eine dritte Ursache erklär-



Wirkliche Gefällsverhältnisse der Tiefenisothermen.

Fig. 17.

bar, durch Strömungen oder Wasserversetzungen, und zwar vereinigen sich an dem Zustandekommen des beschriebenen Endresultates horizontale Bewegungen mit vertikalen Bewegungen, Oberflächenströme mit Tiefenströmen zu einem auf jeder Halbkugel gesondert ausgebildeten, mächtigen Vertikalkreislaufe in vorwiegend meridional gerichteten Ebenen (Fig. 18).

[1] Siehe oben S. 79.

Die Geschwindigkeiten in den einzelnen Teilen dieser Kreisläufe sind ungemein verschieden. Für die Oberfläche der Meere und die oberste Schicht bis 100 oder 150 m Tiefe kommen die von niederen nach höheren Breiten schnell fließenden, aber nur seichten „Meeresströmungen" im gewöhnlichen Sinne des Wortes in Betracht (Golfstrom, Kuro-shiwo, Brasilienstrom, Agulhasstrom u. s. w.), deren Verlauf wegen ihrer wissenschaftlichen und praktischen Bedeutung uns weiter unten[1] beschäftigen soll, und deren Kenntnis hier einstweilen vorausgesetzt werden muß. Die Wassermassen nun, welche durch sie auf beiden Halbkugeln ununterbrochen unter dem ewig neuen Antriebe der Passate von niederen nach höheren Breiten geschafft werden, sind nach allem, was man weiß, um sehr bedeutende Beträge größer als diejenigen Wassermassen, welche durch die den oberflächlichen Kreislauf schließenden, sogenannten rückkehrenden kühlen Meeresströmungen (den Kanarischen, den Kalifornischen Strom, den Benguelastrom u. s. w.) zum Äquator wieder hingebracht werden.

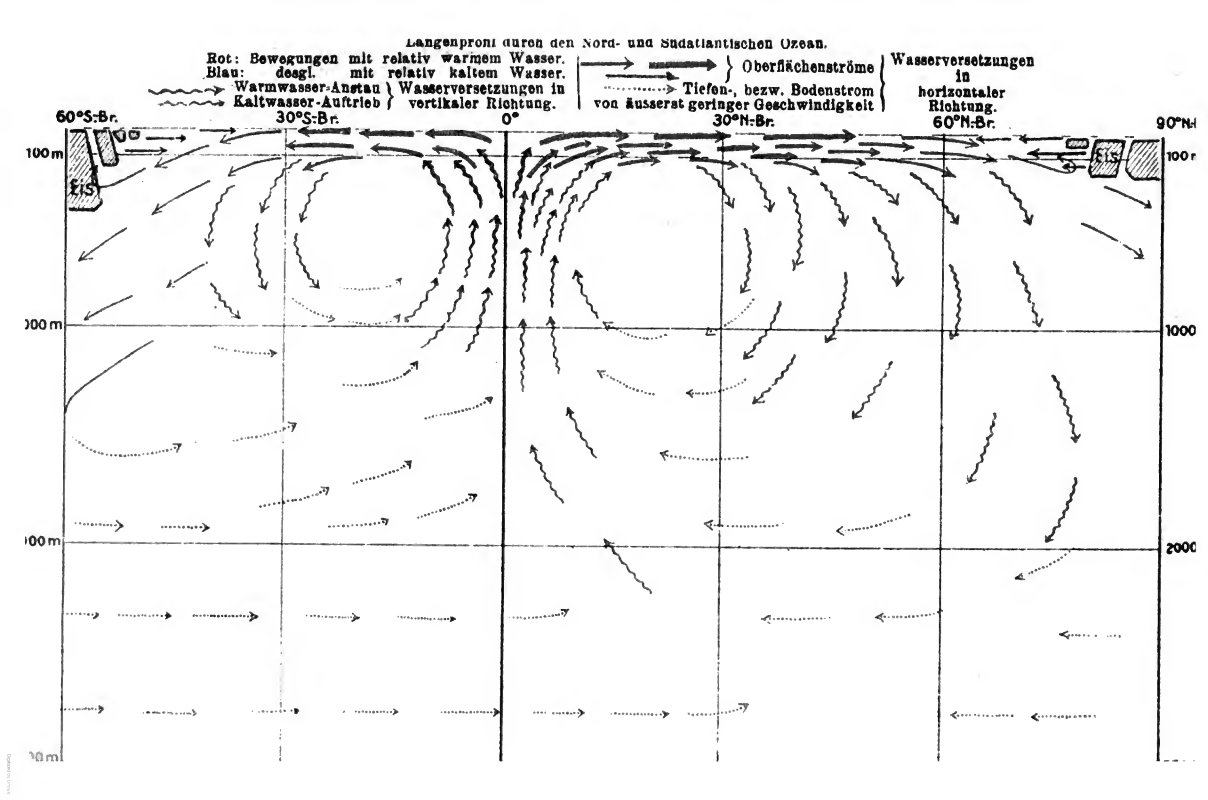
Es muß somit in den mittleren und höheren Breiten ein „Anstau" von warmem Wasser stattfinden; dies warme Wasser wird bei der unausbleiblichen Abkühlung an sich schon schwerer und, zumal im Gebiete der sogenannten Roßbreiten und des Passates, durch Verdunstung auch salzreicher und damit wiederum schwerer, so daß es in die Tiefe absinkt, wo es mit noch relativ hoher Temperatur ankommt. Andererseits wird in den äquatornahen Gegenden, wo die sehr schnellen Passat- oder Äquatorialströmungen viel Wasser wegführen und an der Oberfläche durch die rückkehrenden Strömungen, wie wir eben sahen, genügender Ersatz nicht beschafft wird, ein Defizit an Wasser eintreten, welches nur durch Aufquellen oder „Auftrieb" von kaltem Tiefenwasser gedeckt werden kann und muß. Durch solche in vertikaler Richtung sich bewegenden, absteigenden und aufsteigenden Wasserversetzungen ist aber sofort die oben S. 78 geschilderte und S. 82 wieder erwähnte merkwürdige zonale Verteilung der Tiefsee-

[1] Im III. Teil, 3. Kapitel, § 26 ff.

temperaturen der mittleren Tiefenhorizonate von 150 bis 800 m ausreichend erklärt; unter dem Äquator ist dann in diesen Niveaus das Wasser vergleichsweise kalt, in den mittleren Breiten vergleichsweise warm.

Nun ist endlich eine unvermeidliche, auf der Kontinuität aller Wasserbewegungen beruhende Folge dieser vertikalen Bewegungen der mittleren Tiefen der Zusammenschluß des ganzen Kreislaufes durch einen von etwa 1000 m Tiefe ab bis zum Meeresgrunde vorhandenen horizontalen, aber äußerst langsamen, sozusagen kriechenden Tiefen- oder Unterstrom (Fig. 18); er zieht, den horizontalen Oberflächenströmen entgegengesetzt, von höchsten und hohen Breiten nach niederen Breiten und macht somit das Vorhandensein des äußerst kalten Wassers am Meeresboden selbst unter dem Äquator erklärlich.

Im allgemeinen müssen diese skizzierten Bewegungen der Tiefsee äußerst langsam, ja von einer direkt unmeßbaren, geringen Geschwindigkeit sein; man erschließt sie nur indirekt durch das Studium der Wärmeverhältnisse. Denn das Endziel der Tiefseebewegungen ist immer nur dies, die durch die Oberflächenströme geschaffenen Ungleichheiten, sei es ein Wasserüberschuß oder ein Wasserdefizit, zu kompensieren, und da kann es sich immer nur um geringe Prozente von der ganzen Wassermasse handeln, welche durch die Vertikalzirkulation einzubringen sind. Man hat ausgerechnet, daß dem Tiefen- oder Bodenstrom eine Geschwindigkeit von vielleicht nur 0,5—0,7 mm pro Sekunde zukommt, daß also ein von 30° N. Br. zum Äquator am Meeresgrunde hinziehendes Wasserteilchen rund 150 Jahre zur Zurücklegung dieser Strecken benötigen würde; man bezeichnet diesen Vorgang als „säkulare Verschiebung" des Tiefseewassers. Jedenfalls ist es unmöglich, anzunehmen, daß das Bodenwasser vollkommen unbeweglich ist; schon die Ernährung der meist reichen Bodenfauna verlangt die Zufuhr von stets neuem Wasser.


Längenprofil durch den Nord- und Südatlantischen Ozean.
Rot: Bewegungen mit relativ warmem Wasser.
Blau: desgl. mit relativ kaltem Wasser.
Warmwasser-Anstau
Kaltwasser-Auftrieb
Wasserversetzungen in vertikaler Richtung.
Oberflächenströme
Tiefen-, bezw. Bodenstrom von äusserst geringer Geschwindigkeit
Wasserversetzungen in horizontaler Richtung.
60°S.Br.
30°S.Br.
0°
30°N.Br.
60°N.Br.
90°N.Br.
100 m
1000 m
2000 m
Eis
Eis

§ 16. Die Temperaturen in den Tiefen der Nebenmeere und Eismeere.

I.

In manchen Binnenmeeren beobachtet man von einer bestimmten Tiefe ab eine vollkommen gleichbleibende Wasserwärme, einerlei, wie groß noch die Entfernung vom Boden ist, während doch in den offenen Ozeanen eine, wenn auch geringe Abnahme der Temperatur mit Zunahme der Tiefe immer vorhanden ist. In der Sulu-See zwischen Borneo und den Philippinen herrscht von rund 700 m Tiefe ab die konstante Temperatur von 10,2° C. bis in die größten Tiefen von 4000 m und darüber, während draußen im Stillen Ozean in 4000 m Tiefe die Temperatur bis auf 1,8° C. heruntergeht; in der Celebes-See beginnt die konstante Temperatur mit 3,7° C. bei etwa 1500 m, in der Andamanen-See mit 5,2° bei etwa 1200 m, in dem Karibischen Meere mit 4,2° bei rund 1400 m u. s. w. In allen diesen Fällen ist die bis zum Grunde unveränderliche Tiefseetemperatur genau gleich derjenigen, welche im freien Ozean lediglich in den eben genannten Niveaus herrscht; die Tiefenmessungen aber ergeben gleichzeitig, daß zu den Binnenmeeren größere Tiefen als die, von welcher an die Temperatur konstant ist, nicht führen. Somit ist es klar, daß die sogenannte Zugangstiefe oder Satteltiefe die Tiefentemperatur dieser Binnenmeere bestimmt, indem das kältere Wasser der tieferen Schichten der freien See durch die unterseeischen Rücken von dem Eindringen in die Binnenmeere abgehalten wird. Diese Regel hat sich so sehr bewährt, daß man umgekehrt manchmal mit Erfolg nach submarinen Erhebungen bestimmter Größe gesucht hat, wenn in einem

gewissen Meeresgebiete durch thermometrische Messungen sich herausgestellt hatte, daß die Temperatur von einer bestimmten Tiefe ab vollkommen gleichbleibt.

Nicht in allen Fällen jedoch ist die Satteltiefe kurzweg maßgebend; die bisherigen Beispiele stammen alle aus der heißen Zone, in der sehr hohe Oberflächentemperaturen das ganze Jahr über herrschen. In der gemäßigten Zone ist der Fall denkbar, daß im Winter das Oberflächenwasser auf eine Temperatur abgekühlt wird, die niedriger ist als die Tiefentemperatur im Niveau der Einsattelung: dann wird dies kalte Oberflächenwasser — annähernd gleichen Salzgehalt von Oberflächen- und Tiefenwasser vorausgesetzt — spezifisch so schwer werden müssen, daß es allmählich bis zum Grunde sinkt und gleichzeitig Tiefenwasser, welches dann seinerseits wieder derselben Abkühlung unterliegt, zum Aufsteigen nötigt. Im Laufe der Jahre muß schließlich die gesamte Wassermasse unterhalb derjenigen Schicht, welche den jahreszeitlichen Temperaturänderungen noch unterworfen ist, eine gleichmäßige Temperatur erlangen, die ungefähr der Wintertemperatur der betreffenden Gegend entspricht. Dies ist nun in der Tat bei dem Mittelmeer der Fall; im westlichen Teil findet man von etwa 300 m ab eine konstante Temperatur von 12,7° C. bis zum Grunde, im östlichen Teile nach der syrischen Küste zu eine solche von 13,5° bis fast 14° C., im nördlichen Ägäischen Meere eine solche von weniger als 13° C.: diese Wärmegrade entsprechen wirklich ziemlich gut den Wintertemperaturen der Oberfläche. Bei dem westlichen Mittelmeer kommt noch der zufällige Umstand hinzu, daß in der größten Zugangstiefe, welche den Atlantischen Ozean mit dem Mittelmeer verbindet (Straße

von Gibraltar mit rund 320 m), gerade eine ungefähr der Wintertemperatur gleiche Tiefentemperatur des offenen Ozeans mit 12,5° vorhanden ist.

Unter Hinweis auf die Figuren 19 und 20 können diese eigenartigen thermischen und für die Tierwelt der Tiefsee natürlich auch bedeutsamen Zustände nicht klarer als mit den Worten von Zöppritz zusammengefaßt werden, welcher sagt: „Die Bodentemperatur eines durch unter-

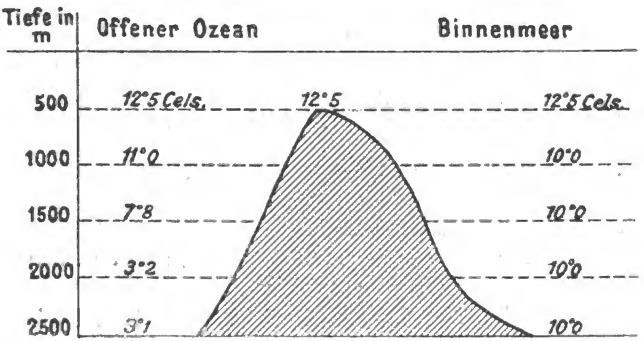


Fig. 19. Senkrechte Wärmeverteilung im Binnenmeer, wenn die Wintertemperatur tiefer als 12°,5, z. B. = 10°,0 ist.

seeische Schwellen abgegrenzten Meeresbeckens hängt von der Satteltiefe (Zugangstiefe) der Schwelle ab, oder, was dasselbe ist, von der Maximaltiefe der Verbindungsstraße mit dem offenen Ozean, und wird nach folgender Regel gefunden. Ist die mittlere Wintertemperatur über dem abgeschlossenen Meeresbecken tiefer als die Temperatur des benachbarten Ozeans im Horizont des Verbindungssattels, so ist das ganze Becken unterhalb dieses Horizontes mit Wasser von jener Wintertemperatur gefüllt (Fig. 19); ist aber die Wintertemperatur höher als die des offenen

Ozeans im Horizont der Schwelle, so ist das Becken mit Wasser von der Temperatur dieses Horizontes gefüllt (Fig. 20)."

Wenn es eines Beweises bedürfte, so sind diese Verhältnisse dafür beweisend, daß das eiskalte Tiefen- und

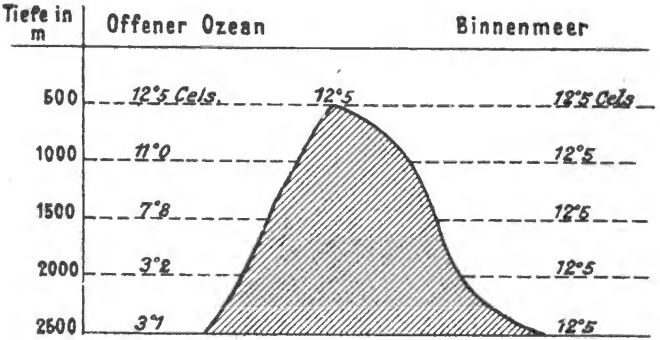


Fig. 20. Senkrechte Wärmeverteilung im Binnenmeer, wenn die Wintertemperatur höher als 12°,5 ist.

Bodenwasser der offenen, auch der tropischen, Meere nicht an Ort und Stelle seine Temperatur erhielt, sondern durch Zuströmen von höheren und hohen Breiten ständig erneuert wird. ···

II.

Es wurde soeben (S. 86) beschrieben, wie in der gemäßigten Zone in einem abgeschlossenen Salzwasserbecken die Temperatur der Tiefen ungefähr der Wintertemperatur der Gegend entsprechen muß; dabei wurde aber die nicht zu übersehende Voraussetzung gemacht, daß Oberflächen- und Tiefenwasser ungefähr gleich hohen Salzgehalt besitzen. Trifft diese Voraussetzung nicht zu, ist das Tiefen- oder Bodenwasser erheblich salziger als das Oberflächenwasser, und zwar in so hohem Grade salziger, daß selbst durch die infolge der winterlichen Abkühlung eintretende Dichtevermehrung das Gewicht des Oberflächenwassers doch noch geringer bleibt

als das Gewicht des vielleicht wärmeren, aber salzreicheren Bodenwassers, so kann natürlich das Oberflächenwasser nicht bis zum Meeresgrunde absinken, sondern muß in einer mittleren Tiefe sozusagen sitzen bleiben, da die Wasserschichten sich nach ihrer wahren oder absoluten Dichte ($S\frac{t^0}{4^0}$, s. § 11) übereinander lagern. Die Folge ist, daß im Frühjahr, Sommer und Herbst in solchen Meeren das kälteste Wasser in der Mitte liegt, welches an der Oberfläche und am Grunde von wärmerem Wasser über-, bezw. unterlagert wird.

Eine solche vertikale Temperaturverteilung finden wir z. B. sehr vielfach in der deutschen Ostsee, deren salziges Bodenwasser von der Nordsee stammt, ferner immer im Schwarzen Meere, dessen starksalziges Bodenwasser durch den bekannten Unterstrom des Bosporus in letzter Linie aus dem Mittelmeer stammt. Bei dem Schwarzen Meere hat das Stagnieren des Tiefenwassers die verhängnisvolle Folge des Auftretens von Schwefelwasserstoff, wovon wir schon sprachen.[1] Die kleine Tabelle gibt die Beobachtungsergebnisse auf einer typischen Station des Schwarzen Meeres in 43° 56′ N. Br. und 37° 0′ O. L. nach den Messungen des russischen Kriegsfahrzeuges „Tschernomorez" vom August 1891 wieder; man beachte besonders das gleichmäßige Anwachsen der $S\frac{t^0}{4^0}$ mit der Tiefe.

Tiefe in m	0	9	18	27	37	46	91	183	366	1097	Boden in 2103 m
Temperat. t°C.	22,9	19,0	10,3	7,8	6,7	6,1	8,2	8,8	9,0	8,9	8,9
Salzgehalt ‰	18,5	18,3	18,3	18,5	—	18,7	20,4	21,4	22,3	—	22,5
Dichte $S\frac{t^0}{4^0}$ 1.0	115	124	140	144	—	148	159	165	172	—	174

III.

Die Wärmeunterschiede der einzelnen Niveaus in den Eismeertiefen bewegen sich nur in sehr engen Grenzen, sind aber gleichwohl ungemein charakteristisch und meist streng in ihrer Eigenart ausgeprägt. Das relativ

[1] § 12, S. 64.

wärmste und zugleich sehr salzhaltige Wasser nimmt die mittleren Schichten ein; an der Oberfläche breitet sich schwachsalziges, durch Eisschmelzung und Niederschläge angesüßtes, aber sehr kaltes Wasser aus, am Boden befindet sich ebenfalls kaltes, aber vergleichsweise salzreiches Wasser. Abweichungen von dieser Regel kommen auch vor, doch die angegebene Lagerung bildet die Regel. Der Vermittelung einer Anschauung von den in Betracht kommenden Werten diene die kleine Tabelle; die Station aus dem nördlichen Eismeer, welche man der „Fram"-Expedition verdankt, liegt im Nordpolar-Becken nördlich von Sibirien, die Station aus dem südlichen Eismeer stammt von der „Valdivia"-Expedition[1] und ist zwischen Bouvet-Insel und Enderby-Land gewonnen.

	Temperatur °C.		Salzgehalt ‰	
Tiefe in m	„Fram" 82° N. 121° O. Juni 1894.	„Valdivia" 60° S. 50° O. Dezember 1898.	„Fram" 82° N. 121° O. Juni 1894.	„Valdivia" 60° S. 50° O. Dezember 1898.
0	(0,4)	−1,0	ca. 5,05	33,79
5	−1,6	−1,1	29,82	—
25	−1,6	−1,2	30,04	33,74
50	−1,7	−1,4	33,41	33,80
75	−1,7	−1,6	34,04	34,03
100	−1,6	−1,1	34,58	34,28
150	−0,8	0,8	34,66	34,35
200	−0,3	1,4	34,98	34,50
500	0,3	1,4	35,28	34,58
1000	−0,1	1,6	35,11	34,64
2000	−0,8	0,6	—	—
3000	—	−0,3	—	—
Boden	—	−0,4	—	34,51

[1] Siehe § 1, S. 11.

Aus der Tabelle ist zu entnehmen, daß am Nordpol charakteristisches Polarwasser (Temperaturen — 0,3 bis — 1,7; Salzgehalte geringer als 35,0 ‰) nur bis zu einer Tiefe von rund 200 m herrscht; in den größeren Tiefen darunter ist Wasser von solcher Konzentration, daß sein Ursprung aus untergesunkenem Golfstromwasser zweifellos ist. Da also, wo der Golfstrom an der Oberfläche vom Packeis sozusagen überwältigt ist, setzt er in der Tiefe seinen Weg unbeirrt fort, und es erscheint somit heute sicher, daß ein Wasserteilchen vom Äquator bis zum Pol verfrachtet werden kann und wird. — Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse nach dem Südpole zu; nur sind natürlich die absoluten Werte, welche auftreten, je nach der geographischen Breite (und Länge) der Station etwas verschieden; somit ist es nicht verwunderlich, daß an der „Valdivia"-Station, die 22 Breitengrade oder fast 2500 km näher zum Äquator als die „Fram"-Station liegt, die Temperaturen über 0° C. schon bei etwa 125 m Tiefe beginnen und nicht erst bei 3—400 m Tiefe.

Die Ursachen der ganzen thermischen Anordnung sind schon angedeutet. Die intensive Erkaltung der obersten Wassermassen ist zunächst natürlich eine Folge der Kältegrade der Luft in den polaren Gegenden; Meerwasser gefriert ja erst bei etwa — 2° C.[1] und durch die öfter schon geschilderte „konvektive" Zirkulation[2] kann die Kälte bis in 100 m und größere Tiefe übergeführt werden. Dazu kommen die gewaltigen Meereismengen; ferner erniedrigen auch die aus Süßwassereis (Gletschereis) bestehenden Eisberge zumal der Südhalbkugel bei ihrem

[1] Siehe oben S. 56, § 11.

[2] Vergl. S. 81 und S. 86.

Schmelzen die Temperatur bis auf unter 0° C., d. h. unter den Schmelzpunkt des Süßwassereises, was auffällig, aber durch Versuche von Pettersson erwiesen ist. Das Zusammenschmelzen der Eisberge findet hauptsächlich an ihrem Fuße, der bei großen Bergen in 3—400 m Tiefe im Wasser liegt[1], statt, weil dieser unterste Teil bis in den warmen Unterstrom zu tauchen pflegt (vergl. Fig. 18).

Der Umstand endlich, daß das warme Tiefenwasser sehr weit polwärts vordringt, wird hauptsächlich durch ein Kompensations- oder Ausgleichsbedürfnis veranlaßt sein: es gilt, das durch die kalten, eiserfüllten Oberflächenströme nach niedrigeren Breiten weggeführte Wasser zu ersetzen, und somit wird warmes Wasser in der Tiefe herangesaugt. Auch hierzu wolle man die Darstellung in Fig. 18 vergleichen.

An die vorstehenden Betrachtungen schließt sich von selbst das

5. Kapitel: Die Eisverhältnisse der Meere.

§ 17. Das Meerwassereis.

Meerwasser von mittlerem Salzgehalt gefriert erst bei — 2,0° bis — 2,2° C.[2]. Meerwassereis ist eine auffallend zähe, plastische Masse, die in relativ hohem Grade gebogen werden kann, ohne zu brechen; selbst wenn es bereits einen Mann tragen kann, ist es noch so weich, daß Fußtritte Eindrücke hinterlassen. Bei dem Gefrieren findet eine allerdings unvollständige Salzausscheidung statt,

[1] Vergl. hierzu § 18.
[2] Vergl. S. 56 und S. 91.

so daß auf seiner Oberfläche Salzkristalle wie Schnee liegen; auch nach der Tiefe zu wird ein Teil des Salzes ausgeschieden, hierdurch der Salzgehalt dieses Wassers erhöht und damit zugleich dessen Gefrierpunkt tiefer gelegt[1], d. h. weitere Eisbildung erschwert. Da außerdem die vorhandene Eisdecke infolge ihrer schlechten Wärmeleitung[2] das Tiefenwasser in hohem Maße vor einer weiteren Abkühlung durch die Luft der Polarmeere schützt, so ist der Dicke des einjährigen Meerwassereises eine Grenze gesetzt; die Dicke dieses sogenannten Feldeises scheint 2—2½ m nicht zu überschreiten.

Anders wird natürlich die Sachlage, wenn zu dem Eise des einen Winters neues hinzukommt, und so vielleicht die Eismengen mehrerer Jahre übereinander gelagert auftreten, gebrochen durch die Eispressungen und zu großen Klumpen und wirren Hügeln zusammengeschoben, die zwar höher wie 10 m über die Oberfläche sich selten erheben, aber fast gar nicht oder nur unter größten Schwierigkeiten gangbar sind: dies ist das Packeis, kurzweg auch der Pack genannt. Das Packeis hindert die Schiffahrt nach dem Pole, mit Packeis hat Nansen während seiner Nordpol-Expedition zu tun gehabt, Packeis wird auch den Schiffen am allergefährlichsten, indem es unter dem Einflusse der Winde, Meeresströmungen und Gezeiten in meist unberechenbarer Weise zusammengedrängt werden und die fürchterlichsten Pressungen ausüben kann; so fand 1869 im Packeis der ostgrönländischen Küste die „Hansa" der II. deutschen Nordpolfahrt ihren Untergang. Im nordpolaren Eismeerbecken treibt das Packeis, wie die „Fram"-

[1] Siehe die Tabelle auf S. 56.

[2] Siehe die Tabelle auf S. 80.

Trift bewies, in einer zwar im einzelnen sehr unregelmäßigen, oft rückläufigen, aber im ganzen doch deutlichen Generalrichtung, nämlich von der Beringstraße über den Nordpol hinweg nach Ostgrönland. Auch im hohen Süden umgibt ein Packeisgürtel das noch unbekannte polare Gebiet; doch scheinen solche mächtige Anhäufungen und sehr schwere Pressungen wie im nordpolaren Eismeere selten zu sein, weil das Eis nicht durch Land seitlich eingeengt ist, und deshalb alljährlich wohl die Gesamtmasse frei wird und allseitig nach niederen Breiten wegtreiben kann.

§ 18. Das im Meere treibende Süßwassereis

wird durch die neuerdings viel beschriebenen Eisberge vertreten. Eisberge sind nichts anderes als die abgebrochenen und von Winden und Strömungen oft weit verfrachteten Enden derjenigen Gletscher, welche an den Abhängen polarer Festländer, Inseln u. s. w. bis zur See herabfließen, genau so, wie in den Alpen die Gletscher von den Hochgebirgsregionen zu Tal wandern. Da Süßwassereis ein spezifisches Gewicht von 0,917 bei 0° besitzt, Meerwasser aber ein solches von 1,0273 (ebenfalls für 0° gerechnet)[1], so ist ersichtlich, daß eine mehrere Hundert Meter in das Meer hineingeschobene Gletscherzunge schließlich infolge des Auftriebes abbrechen und schwimmen muß, und zwar ist ferner ersichtlich, daß ein solcher Eisberg mit $\frac{0{,}917}{1{,}0273}$ seiner Höhe, d. h. mit rund $^9/_{10}$ in die See eintauchen muß. Da der Eisberg sich aber so in der See stellen wird, daß der breitere und schwerere Teil unten liegt, so dürfte, was die Höhe an-

[1] Vergl. S. 59.

langt, meist mehr als $^1/_{10}$, vielleicht $^1/_6$ bis $^1/_7$ über Wasser sichtbar sein. — Während Meerwassereis öfters durch eine deutlich in das Grünliche gehende Farbe kenntlich ist, sieht das Eis der Eisberge meist blendend weiß mit blauen Abtönungen aus, und zwar ist es milchglasartig weiß da, wo es noch Luft enthält, entschieden blau aber da, wo es durch hohen Druck luftleer geworden ist; besonders die im unteren Teile der Berge durch die erodierende Tätigkeit der brandenden Meereswogen eingefressenen Grotten zeigen alle Übergänge von Weiß zum Blau, ja zum tiefen Schwarz im innersten Teile der Grotten. In den Polarmeeren erfährt der imposante Eindruck der weißen, oft kilometerweit ausgedehnten Eismauern von 40 bis 60 m Höhe über Wasser eine Steigerung durch einen meist eintönig grauen Hintergrund, welcher von der See und dem trüben, schneeschweren, wolkenbedeckten Himmel geschaffen wird.

Auf der nördlichen Halbkugel liefert allein Grönland große Eisberge. Wie wir aus Nansens Durchquerung von Südgrönland im Jahre 1888 wissen, ist Grönland, welches in einzelnen Spitzen (Nunataks) eine Seehöhe von annähernd 3000 m erreicht, mit einer einzigen gewaltigen Eismasse, dem sogenannten Inlandeis, wie mit einem Riesenschild bedeckt, dessen Neigung zumal nach Westen, zur Baffins-Bai, steil ist: hier brechen die Gletscher ab und die Eisberge werden von einer auf der amerikanischen Seite sich haltenden Meeresbewegung, dem Labradorstrom,[1] südwärts getrieben. Diese Eisberge gehorchen, da sie mit dem weitaus größten Teile unter Wasser liegen, mehr dem fließenden Wasser als dem Winde, und gelangen schließlich unter Umständen bis in den Kurs der zwischen New-York und Europa verkehrenden Schiffe. Größere Berge gehen so tief, daß

[1] Siehe § 26 I.

sie über die flache Neufundland-Bank nicht hinwegkommen, sondern an deren Ostrande stranden; die meisten treiben im kalten Wasser am Rande der Bank nach Südsüdosten, bis sie unter rund 49°—45° W. L. auf 44°—45° N. Br. plötzlich in das warme Wasser des Golfstromes geraten und daselbst einer schnellen Auflösung anheimfallen.

Im nördlichen Stillen Ozean sind Eisberge gänzlich unbekannt, da Gletschergegenden, die solche entsenden könnten, fehlen.

Auf der südlichen Halbkugel liegt die eigentliche Heimat der treibenden Eisberge; hier erreicht ihre Größe geradezu gigantische Dimensionen, und ihre Zahl geht in das Ungemessene. Während das nordpolare Eismeerbecken, wie wir sahen, lediglich von Packeis erfüllt ist, herrscht im südpolaren Meere das Süßwassereis als Eisberg vor; es müssen daher notwendigerweise größere und zwar hohe Festlandsflächen um den Südpol herum vorhanden sein, von denen die Berge stammen. Unser kleines Bild in Fig. 21 gibt nur einen sehr schwachen Begriff von der Majestät, Unnahbarkeit, Ruhe und imposanten Gesamterscheinung der südpolaren Eisriesen. Im allgemeinen ist den südpolaren Eisbergen die kastenförmige Gestalt mit oft vollkommen wagerechter Oberfläche durchaus charakteristisch, es sind richtige „Tafelberge". Die großen Berge, die die Tiefsee-Expedition auf der „Valdivia" sah, waren oft 4—500 m lang und noch länger, die Höhe kam bis zu 60 m; ein solcher Eisberg enthält, einschließlich des unter Wasser befindlichen Teiles, bei einer Breite von wenigstens 150 m, mehr als 31 Millionen Kubikmeter Eis!

Eine der gewaltigsten Naturerscheinungen ist die viel berühmte, von Sir James Roß 1842 im Süden von Australien bei Viktoria-Land unter 78° S. Br. entdeckte antarktische Eismauer, welche, östlich an das Vulkangebiet des Erebus und Terror sich anschließend, über 800 km weit von ihm verfolgt worden ist und bei einer senkrecht und glatt abstürzenden Höhe von 60 m jedem weiteren Vordringen ein Ende machte: „man könnte ebensogut durch die Kreideklippen von Dover segeln wollen", berichtete Roß.

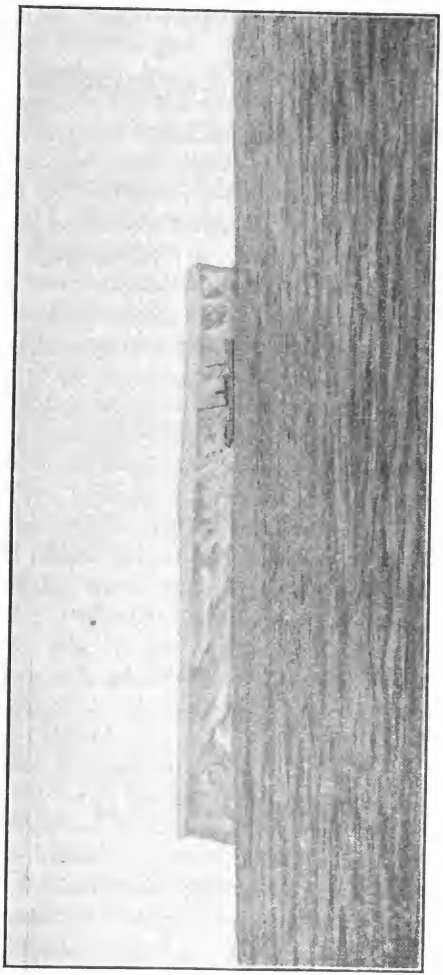


Fig. 21. Die „Valdivia" vor einem tafelförmigen, 50 m hohen und fast 1000 m langen Eisberg am 7. Dez. 1898 in 56° S. Br. und 30° O. L.

Neuerdings (1900) ist auch die Borchgrevinksche Expedition daselbst gewesen, sie hat sogar an einer Stelle auf das Eis hinaufgelangen und etwa 30 km weit südwärts auf ebenem Schnee und Eis vordringen können; nach Bernacchis Angaben hierüber ist diese Eismasse ebenfalls nichts weiter als ein einziger, nach Osten sich allmählich zum Meere abdachender ungeheurer Gletscher, dessen Firngebiet im Viktoria-Land liegt; sein Ostende kennt man aber noch nicht, ebensowenig natürlich seine Südgrenze.

Manchmal dringen die südpolaren Eisberge weit nach Norden bis in die Schiffahrtslinien; dafür hat gerade das letzte Jahrzehnt, von 1891 an, einen eindringlichen Beweis geliefert. Unter gewöhnlichen Umständen bleiben sowohl die am Kap Horn westwärts wie die im Süden des Kaps der guten Hoffnung ostwärts segelnden Schiffe vom Eise unbelästigt; um so auffälliger waren die mächtigen Eisbergmassen, welche zuerst bei den Falkland-Inseln auftraten, dann allmählich — im Laufe von 5 bis 6 Jahren — den Schauplatz ihres häufigsten Vorkommens ostwärts verlegten, so daß zuletzt zwischen Kerguelen und Australien viele Eisberge in solchen Breiten gesehen wurden, welche bisher immer für eisfrei gegolten hatten. Zahlreiche Schiffe, die damals „unten im hohen Süden" auf üblicher Route fuhren und verschollen sind, haben zweifellos in dieser Eistrift mit Mann und Maus ihren Untergang gefunden. Fast bis zum Wendekreise, bis in etwa 15° C. warmes Wasser hinein, sind noch Eisreste im Südatlantischen Ozean gelangt, indem die Brigg „Dochra" am 30. April 1894 in 26° 30′ S. Br. und 25° 40′ W. L. am hellen Tage, bei ruhiger See, als jede Täuschung ausgeschlossen war, ein 12 Fuß langes, 4 Fuß breites und ebenso hohes Eisstück gesehen hat; vermag schon solch Eisstück einem Schiffe ein Leck beizubringen, wie viel gefährlicher werden in dunkler Nacht einem mit vielleicht 20—25 km stündlicher Geschwindigkeit fahrenden Segler die Eisberge, deren Höhe die der Schiffsmasten noch überragt!

III. Teil:

Die Bewegungserscheinungen der Meere.

6. Kapitel: Die Wellenbewegungen.

Von vornherein beachte man, daß alle Wellenbewegungen, welche in diesem Kapitel besprochen werden, nur eine Bewegung oder Fortpflanzung der Form, aber keinen Transport der Wasserteilchen von einem Orte zum andern darstellen; Wellen sind nur periodische Änderungen der Gestalt des Wasserspiegels. Bei den im achten Kapitel behandelten Meeresströmungen handelt es sich dagegen um Wasserversetzungen über oft gewaltige Entfernungen hin, während die in dem siebenten Kapitel besprochenen Erscheinungen der Gezeiten hierzwischen eine vermittelnde Stellung insofern einnehmen, als Ebbe und Flut zunächst vertikale Wasserstandsänderungen bedeuten, die damit verknüpften Strömungen aber freilich bis zu gewissem Grade Massentransporte bedingen.

§ 19. Windseen.

Bleiben wir bei den von dem Winde verursachten Wellen des Meeres, so ist allerdings auch hier, innerhalb der einzelnen Welle, eine bestimmte, räumliche Lagenveränderung der Wasserteilchen zu konstatieren, die sogenannte Orbitalbewegung, welche besonders wichtig ist und gerade die Fortpflanzung der Wellenform, welche wir auf See beobachten, verursacht. Schon der Name besagt, daß es sich um eine kreisförmige oder nahezu kreisförmige Bewegung handelt, welche in sich zurückkehrt,

so daß schließlich doch die Wasserteilchen immer an derselben Stelle bleiben. In Vertikalebenen schwingen die Wasserteilchen P um einen Mittelpunkt O, und zwar gehen sie im Wellenberg in der Richtung der Vorwärtsbewegung, in dem Wellental wieder ebensoviel zurück. Fig. 22 kann somit als das Momentbild einer vollständigen Welle und auch als die Darstellung der zeitlichen Aufeinanderfolge der verschiedenen Lagen eines einzelnen Wasserteilchens P gelten. Man erkennt deutlich, daß die Orbitalbewegung viel langsamer erfolgt als die Fortpflanzung der Form. Dem Neuling auf dem Meere scheint ein mächtiger, heranrollender Wasserberg über das Schiff hereinbrechen zu wollen, aber das Schiff hebt sich ruhig, und der Wellen-

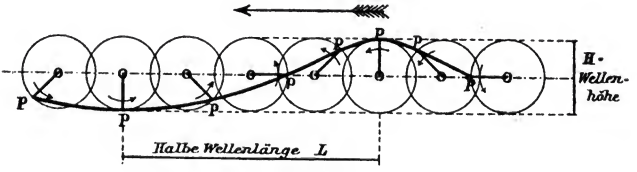


Fig. 22.

berg läuft unter ihm hinweg, weil eben nur die Form vorschreitet, ähnlich wie auf einem vom Winde bewegten Getreidefelde auch nur die Wellenformen sich fortpflanzen, die einzelnen Ähren aber ihren Platz behaupten; wäre die Sachlage bei den Wasserwellen eine andere, so würde die Schiffahrt wohl unmöglich sein. Die gleichwohl oft schweren Beschädigungen, welche die Schiffe auf dem Meere durch den Seegang erleiden können, sind vorwiegend durch die Orbitalbewegungen bedingt, indem die Wellenkämme als Brechseen überkippend sich loslösen und an Deck stürzen.

Man nennt nun Wellenhöhe (H) den senkrechten Abstand des höchsten Punktes vom tiefsten Punkte einer Welle — also nicht den Abstand von dem mittleren Niveau —, man nennt Wellenlänge (L) den Abstand eines Wellenkammes von dem anderen, Wellenperiode (T) die Zeit in Sekunden, welche für einen festen Beobachtungsort zwischen dem Passieren eines und des nächstfolgenden Wellenkammes verfließt; die Fortpflanzungsgeschwindigkeit (C) ist der Quotient aus Weg und Zeit, also

$$C = \frac{L}{T}. \qquad (1)$$

Da ferner die Kurve eines normalen Wellenprofiles sich recht genau der sogenannten Trochoidenform[1] anschließt, so kann man — in leidlich guter Übereinstimmung mit den Beobachtungstatsachen — die Grundgleichungen der Trochoidentheorie auch auf die Wellenbewegung anwenden und setzen

$$C = \frac{g}{2\pi} T. \qquad (2)$$

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2. \qquad (3)$$

Unter Benutzung von Formel (1) und Ausrechnung von $\frac{g}{2\pi}$ (= 1,56) kann man hiernach jedes Element durch das andere ausdrücken. Beobachtet man aber auf einem in Fahrt befindlichen Schiffe eines oder mehrere dieser Wellenelemente, so muß man immer Korrektionen sowohl für die Geschwindigkeit des Schiffes als auch für die

[1] „Trochoide" ist die Linie, welche ein auf einer Radspeiche befindlicher Punkt beim Vorwärtsrollen des Rades beschreibt, „Cykloide" die entsprechende Linie eines Punktes im Radreifen.

Richtung oder den Winkel, unter dem der Seegang das Schiff trifft, anbringen. Mit einiger Zuverlässigkeit sind schon diese Elemente schwierig zu bestimmen; bedeutenderen Fehlerquellen unterliegt die Feststellung der Wellenhöhe um so mehr, als diese Dimension nicht in den Trochoidenformeln vorkommt. Meist ist man infolge einer naheliegenden optischen Täuschung geneigt, die Wellenhöhe zu überschätzen, besonders wenn die Wellen von hinten gegen das Schiff anlaufen.

Nachstehende Tabelle ist ein Auszug aus Beobachtungen, welche der Verfasser 1891/92 von einem großen Segelschiffe aus im Atlantischen und Indischen Ozean angestellt hat.

Wellen.

Geographische Breite	Geographische Länge	Windstärke 0—12	Periode in Sek.	Länge m	Geschwindigkeit m pro Sek.	Höhe m	Böschung
26° S.	48° O.	5	4,6	32,8	7,2	0,8	4°
11° S.	10° W.	4—5	5,0	37,5	7,8	1,8—2,0	9°
26° S.	48° O.	5	5,4	44,2	8,2	2,5	10°
29° S.	9° O.	5	6,0	61,6	10,2	4,5	13°
17° S.	72° O.	8—9	8,8	130,4	14,2	7—8	10°

Schon bei mäßig bewegter See, wie sie auch in den Tropen bei starker Passatbrise herrscht, kann man Wellenhöhen von 2—4 m als durchaus gewöhnliche ansehen; um darüber hinaus freilich anzusteigen, dazu bedürfen die Wellen des Antriebes stürmischer Winde, und schon Wellenhöhen von 8—9 m sind wohl nicht zu häufig. In Ausnahmefällen kann man 12 m noch als verbürgt gelten lassen; was über 15 m hinaus zumal von früheren Au-

toren angegeben worden ist, erscheint nicht zuverlässig. Die größten Sturmwellen haben eine Periode von etwa 15 Sekunden, eine Länge von wohl höchstens 350 m (die Schiffslänge unserer allergrößten Dampfer ist rund 200 m) und eine Geschwindigkeit, die ungefähr gleich derjenigen der schnellsten Eisenbahnzüge (24 m pro Sek.) ist. Die Tabelle lehrt ferner, daß die höheren Wellen zugleich die steileren, d. h. diejenigen mit größerer Böschung, sind.

Wenn man sodann für die nach einer 12teiligen Skala geschätzten Windstärken die Windgeschwindigkeiten in m pro Sek. einsetzt, so wird man das auch sonst naturgemäße Ergebnis finden, daß die Windgeschwindigkeit (W) noch etwas größer ist als die Wellengeschwindigkeit (C), und zwar ist das Verhältnis im Mittel

$$\frac{W}{C} = 1{,}32 : 1.$$

Hiermit steht bei oberflächlicher Überlegung die Tatsache in scheinbarem Widerspruch, daß manchmal Stürme durch sogenannte Dünungen (§ 20), d. h. vorauseilende „freie", mit dem Winde an Ort und Stelle nicht übereinstimmende und von ihm nicht veranlaßte Wellen angezeigt werden. Man muß hierbei aber bedenken, daß es in solchem Falle ganz unangebracht ist, die Wellengeschwindigkeit in Vergleich mit der Windgeschwindigkeit zu setzen; denn die Sturmwinde, welche doch innerhalb mehr oder weniger eng begrenzter Depressionen auftreten, verfolgen gekrümmte Bahnen um das Minimum herum, während die Wellen tangential zur Windrichtung und geradlinig sich fortpflanzen. Es kommt also dann, wenn eine hohe, auffällige See bei mäßigem Wind als ein von fern heraneilender Sturmbote zu betrachten ist, darauf an, die Geschwindigkeit der Fortpflanzung des ganzen Sturmgebietes als solchen zu ermitteln: und diese letztere wird immer kleiner als die Fortpflanzung der in ihm erregten Wellen sein.

§ 20. Dünung. Brandung.

Die Windseen sind „gezwungene" Wellen, Wellen, welche unter dem unmittelbaren Einflusse des jeweilig herrschenden Windes entstehen und noch in dem Stadium dieser Abhängigkeit beobachtet werden. Bei der außerordentlich geringen Reibung einerseits, mit welcher die Wellenbewegung im Meere vor sich geht, erhält sich ein einigermaßen erheblicher Seegang lange Zeit, besonders solange kein quer oder entgegen gerichteter Seegang aufgeworfen wird; bei der großen Fortpflanzungsgeschwindigkeit andererseits kann ein hohes Wellensystem mit Leichtigkeit in Gegenden gelangen, die weit von seinem Ursprungsort entfernt sind und vielleicht an sich glatte See oder einen anders gerichteten Seegang aufweisen. Diese Umstände sind es, welche das Vorkommen von Dünungen, d. h. „freien" Wellen bedingen können. Eine hohe, schnelle Dünung auf spiegelglatter See ist unstreitig eines der eigenartigsten Schauspiele, welches die Meeresoberfläche dem beobachtenden Reisenden zu bieten vermag. Die See wird dann in gewisser Weise gespenstisch, unheimlich; man sieht die heftigen, schnellen Bewegungen in langen, flachgewölbten Formen heranrollen, unter dem Schiffe hinweg in die Ferne enteilen, und dies in unauflöslicher, regelmäßiger Folge. Auf Dampfern, die stets vorwärts gehen, empfindet man naturgemäß hohe Dünungen nur in besonderen Fällen als sehr lästig. Aber die in Windstille treibenden Segelschiffe werden oft genug auf das ärgste von ihnen gequält: ohne jede Möglichkeit, etwas dagegen zu tun, sieht der Kapitän sein Fahrzeug tagelang vielleicht hinüber und herüber in der Dünung geworfen. Ge-

rade in den Windstillengebieten an den polaren Passatgrenzen sind die Dünungen, die ihren Ursprung in den stürmischen höheren Breiten genommen haben, besonders häufig. Äußerlich betrachtet, ist die Form der Dünung sehr von der der Windsee verschieden. Das Profil einer Sturmsee zeigt eine steile Spitze, das einer hohen Dünung immer einen abgeflachten, schildförmigen Kamm; außerdem ist die Höhe der Dünung durchweg kleiner als die Höhe einer Windsee von gleicher Wellenlänge, muß ja doch die Höhe als der unmittelbarste Effekt des Windes am schnellsten mit dem Abflauen des Windes unter dem Einfluß der Schwere sinken (Fig. 23). Der Verfasser hat im südlichen Indischen Ozean schwere SW-Dünungen von 13 m pro Sek. Geschwindigkeit in Gegenden beobachtet,

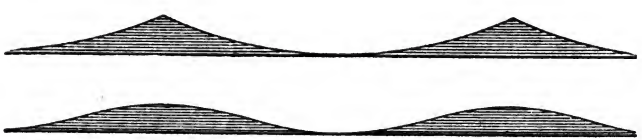


Fig. 23. Profil von Windsee und Dünung.

die in annähernd 2000 km Entfernung von ihrem Entstehungsort (wo die See 9 m hoch gewesen war) noch eine Höhe von etwa 4 m aufwiesen und deren Länge von ursprünglich 129 m nur auf etwa 93 m herabgemindert war.

Gelangen solche Dünungen an Küsten, so können sie zu der schwersten Brandung, die jeden Verkehr mit dem Lande unmöglich macht, Anlaß geben, und dies vielleicht in Gegenden, an welchen selbst nicht der geringste Anlaß zu hohem Wellengang vorhanden ist. So liegen die Verhältnisse in der Tat bei den berüchtigten „Rollern", welche die im Herzen des atlantischen SO-Passates gelegene Insel Ascension öfters tagelang unnahbar

machen, und zwar stammen die Roller, soweit sie von Nordwesten herankommen, zweifellos aus den Sturmgebieten des Nordatlantischen Ozeans auf der Höhe der Neufundland-Bänke. Auch die berüchtigte Strandbrandung der südwestafrikanischen Küste, die „Kalema", welche schon so vielen Bootsinsassen an der Küste unserer und der portugiesischen Kolonie das Leben gekostet hat, ist nichts weiter als eine auf dem flachen Wasser mit Riesengewalt brechende Dünnung. Gefürchtet ist auch die Reede von Madras im NO-Monsun, sowie die Westküste Vorderindiens im SW-Monsun.

Bei dem Auflaufen der Wellen auf den Strand bleibt die Wellenperiode unverändert, die Wellenlänge dagegen wird verringert, so daß die Wellenkämme mit Abnahme der Wassertiefe immer enger aneinander rücken; eine Folge davon ist endlich, daß gleichzeitig die Wellenhöhe naturgemäß vergrößert wird, weil ja doch in der Zeiteinheit das gleiche Wasserquantum durch ein stark verengtes Querprofil hindurchpassieren muß.

§ 21. Seebebenwellen (Explosionswellen)

sind zwar durch nicht in dem Meere selbst liegende Kräfte verursacht und gehören daher mehr zu den Problemen einer physischen Erdkunde, mögen aber doch hier kurz erwähnt werden, damit ihre Unähnlichkeit mit den Windwellen (§ 19) und ihre Ähnlichkeit mit den Gezeitenwellen (§ 23) erkannt werde.

Wie auf dem Festlande, so gibt es auch auf See „Schüttergebiete", d. h. Gebiete, in denen Erdbeben durch Stoßwirkungen auf die Schiffe bemerkbar werden, z. B. bei St. Paul nahe dem Atlantischen Äquator, und nahe den Azoren. Diese Meeresbeben sind nun durchaus nicht immer mit „Erdbebenflutwellen" verbunden; vielmehr muß man genau so, wie man zwischen Erdbeben und Vulkanausbrüchen der Festländer selbstverständlich scharf unterscheidet, auch die Meeresbeben trennen von submarinen, vulkanischen Ausbrüchen: und erst die letzteren und vorzugsweise die letzteren scheinen „Seebebenwellen" oder „Erdbebenflutwellen"

(Ausdrücke, welche also besser durch das Wort „Explosionswellen" ersetzt werden) im Gefolge zu haben.

Charakteristisch ist die gewaltige Länge der Explosionswellen; im Vergleich mit ihr ist die Höhe unbedeutend, und auch die Meerestiefe, selbst die größte, verschwindet gegenüber dieser Wellenlänge. Zwar sind alle Angaben über die Periode, Höhe und Länge solcher Wellen sehr unsicher, da an den Küsten, wo die Beobachtungen gelegentlich gemacht werden können, durch die geringe Wassertiefe und durch den Umstand, daß die allerersten Anschwellungen meist der Aufmerksamkeit entgehen dürften, Fehlerquellen unkontrollierbarer Größe Einfluß gewinnen; immerhin kann man für eines der großartigsten dieser Phänomene, nämlich für die mit dem Einsturz des Krakatau-Vulkanes in der Sundastraße 1883 verbundene Stoßwelle, die Länge auf rund 640 000 m, die Periode auf rund 3600 Sekunden (1 Stunde!) und die Geschwindigkeit der Fortpflanzung auf 185 m in der Sekunde berechnen. Hiergegen verschwinden die Geschwindigkeiten der Windwellen, welche 20 m pro Sekunde nur in Ausnahmefällen erreichen und überschreiten, verschwindet auch die Maximalgeschwindigkeit der heftigsten Luftbewegungen, welche in Orkanen bis auf 50—60 m pro Sek. in seltenen Ausnahmen ansteigt. Die Krakatau-Welle machte sich denn auch fast auf der ganzen Erde bemerkbar. Die Höhe der Explosionswelle betrug, von der enormen lokalen Flutwelle bei Anjer mit 36 m Höhe abgesehen, in der Java-See schon nur etwa 1,8 bis 2 m, bei Ceylon 1,2 m, bei Kapstadt 0,25 m u. s. w.

Aus dem Umstande, daß für solche Riesenwellen auch der tiefste Ozean seichtes Wasser ist, und aus der allgemeinen Airyschen Wellenformel folgt die einfache Beziehung

$$C = \sqrt{g\,P},$$

wenn C die Geschwindigkeit und P die Wassertiefe bedeutet (g ist die Beschleunigung der Schwere); wir werden dieser Formel in § 23 bei den Gezeitenwellen wieder begegnen. Kennt man durch Beobachtung C — wie dies in einzelnen Fällen durch die Auf-

zeichnungen der Registrierpegel möglich ist —, so hat man ein Mittel an der Hand, aus

$$P = \frac{C^2}{g}$$

einen Rückschluß auf die mittlere Tiefe des von der Welle durchlaufenen Meeresraumes zu gewinnen. Jedoch haben solche Rechnungen heutzutage, wo wir über die allerwichtigsten Grundzüge der untermeerischen Bodengestaltung durch direkte Lotungen einigermaßen unterrichtet sind, kaum noch einen Wert.

In einzelnen nachweisbaren Fällen sind solche Flutwellen auch mit Erdbeben verbunden aufgetreten, z. B. mit dem fürchterlichen Erdbeben von Lissabon (1. Nov. 1755), dem Erdbeben von Simoda in Japan (23. Dez. 1854), von Iquique (9. Mai 1877), aber es muß nach den neueren Anschauungen der Vermutung Raum gegeben werden, daß auch in diesen Fällen submarine Vulkanausbrüche die eigentliche Ursache für die vernichtenden Wellen abgegeben haben, und nicht das Erdbeben als solches. Denn andererseits ist z. B. das fürchterliche Erdbeben von Charleston 1886 unmittelbar an der Ostküste der Vereinigten Staaten ohne Einfluß auf den angrenzenden Atlantischen Ozean geblieben.

7. Kapitel: Ebbe und Flut.

§ 22. Die theoretischen Gezeiten.

Wenn ein aufmerksamer Beobachter an einer dem Ozean frei zugänglichen Stelle den Wasserstand längere Zeit hindurch beobachtet[1], so wird er finden, daß zweimal im Laufe eines Tages der Wasserstand ab- und zunimmt; die Periode dieser unter dem Namen „Ebbe und Flut" oder einfacher „Gezeiten" (engl. tides) bekannten

[1] Die schlauchartigen Mündungen z. B. der deutschen Ströme sind aus Gründen, die wir in § 23 und 24 kennen lernen, wenig geeignet, das Phänomen in seiner einfachsten Form zu studieren.

Schwellungen ist etwa 12½ Stunde, so daß dem ersten niedrigsten Wasserstande nach 6¼ Stunde der erste höchste Wasserstand folgt, hierauf nach wieder 6¼ Stunde das zweite Niedrigwasser, dann das zweite Hochwasser u. s. f. Allgemein bekannt ist auch, daß im Laufe eines synodischen Monates die Größe des Fluthubes oder kurz die Flutgröße[1], d. h. der Gesamtunterschied zwischen Niedrigwasser und Hochwasser, insofern einer 14tägigen Periode unterworfen ist, als einer besonders hohen Flut, bezw. besonders tiefen Ebbe (Zeit der „Springtiden") nach 14 Tagen ein auffällig geringfügiges Hochwasser und Niedrigwasser folgt (Zeit der „tauben Tiden" oder „Niptiden"): diese Erscheinung heißt die halbmonatliche Ungleichheit der Gezeiten. In Helgoland z. B. bedingen die Springgezeiten oder Springtiden einen um 1 m höheren, bezw. tieferen Wasserstand als die Nipgezeiten oder Niptiden. Weniger allgemein bekannt ist schon die tägliche Ungleichheit, zumal sie an den europäischen Küsten unbedeutend zu sein pflegt; sie äußert sich darin, daß innerhalb 24 Stunden das eine Hoch- und Niedrigwasser größer ist als das andere, z. B. die Tagesflut und Tagesebbe stärker als die Nachtflut, bezw. Nachtebbe oder umgekehrt.

Diese allereinfachsten Beobachtungstatsachen wollen wir in elementarer Form an der Hand der altberühmten Newtonschen Gleichgewichtstheorie, wonach die Gezeitenbewegungen ein hydrostatisches Problem darstellen, uns klarmachen.

[1] Wir vermeiden den Ausdruck „Fluthöhe", weil er durch die Anwendung im praktischen Leben anderweitig vergeben ist, nämlich für die senkrechte Erhebung des Hochwasserspiegels über einen gegebenen Nullpunkt.

Schon die alten Griechen und Römer wußten, daß kosmische Ursachen, die Anziehung des Mondes und auch der Sonne auf das Wasser der Erde (und natürlich auf die ganze Erde als solche), vorliegen. Es stelle in Fig. 24 der Kreis einen Schnitt durch die Erde längs einer Meridianebene dar, und der anziehende Himmelskörper befinde sich in M, also in der Äquatorebene; die Erde möge gänzlich von einem gleichmäßig tiefen Meere bedeckt sein. Ein Wasserteilchen im Punkte a wird infolge der größeren Nähe von M stärker angezogen als der Erdmittelpunkt c, es hat somit das Bestreben, sich von der Erde zu entfernen, vielleicht bis b, es entsteht hier eine Wasseranschwellung (Flut b). Das Wasserteilchen in a^1, also auf der anderen Seite der Erde, wird dagegen am geringsten angezogen, jedenfalls in geringerem Grade als ein Punkt in c, es kommt dieser Umstand

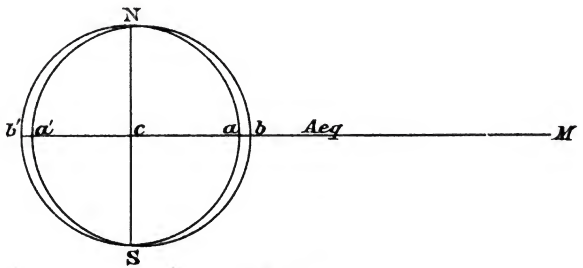


Fig. 24.

so zum Ausdruck, daß es sich gewissermaßen von c zu entfernen bestrebt, es entsteht also auch in a^1, dem um 180 Längengrade von a entfernten Orte, eine Wasseranschwellung (Flut b^1). Da die Wassermasse der Erde konstant ist, so muß in dem gegebenen Zeitmoment den Hochwassern bei a und a^1 im Äquator zum Ersatz je ein Niedrigwasser an den Polen N und S entsprechen; der kreisförmige Meridian Na^1Sa geht also über in den elliptischen Meridian Nb^1Sb. Außerdem aber muß auch längs aller Punkte des um 90^0 vom Meridian Nb^1Sb entfernten Meridians

das Wasser am stärksten weggezogen werden, um zu dem Anwachsen bei b und b^1 beizutragen, d. h. wenn in a und a^1 Hochwasser ist, wird an den um 90° entfernten Äquatororten Niedrigwasser sein.

Da infolge der Drehung der Erde um ihre Achse im Laufe von 24 Stunden (für die Sonne) oder von 24 Stunden 50 Minuten (für den Mond) jede Meridianebene zweimal der Maximalanziehung (einmal in der Lage bei a, einmal bei a^1) unterliegt, und natürlich auch zweimal der Minimalanziehung (nach je 6 Stunden etwa von a oder a^1 gerechnet), so überschaut man sofort, daß — die Pole ausgenommen — die Wasserberge (Fluten) und Wassertäler (Ebben) gewissermaßen von Osten nach Westen fortschreiten, d. h. jeder Ort wird zweimal Hoch- und Niedrigwasser im Laufe eines Tages haben.

Nun geht eine anziehende Wirkung sowohl vom Monde wie von der Sonne aus, aber die Anziehung seitens des Mondes ist etwa 2,2mal größer als diejenige seitens der Sonne. Denn da die fluterzeugende Kraft eines Himmelskörpers zunimmt mit seiner Masse, abnimmt aber mit der dritten Potenz seiner Entfernung, so ergibt sich, indem die Sonnenmasse zwar 26 864 293,9mal größer ist als die Mondmasse, jedoch auch die Sonnenentfernung 388,5mal größer ist als die Mondentfernung, das Verhältnis der Anziehungskraft der Sonne zu der des Mondes aus dem Quotienten

$$\frac{26\,864\,293{,}9}{(388{,}5)^3} = 0{,}4581;$$

d. h. die theoretische Mondflut ist 2,2mal größer als die theoretische Sonnenflut. Es bestätigt sich also auch in der Theorie die schon einer ganz oberflächlichen Beobachtung erkennbare Tatsache, daß für die Zeit des Eintrittes der Flut in erster Linie der Durchgang des Mondes durch den Meridian des betreffenden Ortes maßgebend ist.

Ebenso leicht ergibt sich aber auch aus den verschiedenen Kombinationen der Stellungen von Mond und Sonne zur Erde

die Erklärung der halbmonatlichen Ungleichheit. Steht der Mond und die Sonne gleichzeitig im Meridian, wie dies zur Zeit von Voll- und Neumond in der sogenannten Syzygien-Stellung zutrifft, also in der Richtung von M (Fig. 24), so addiert sich algebraisch zur Mondflut die Sonnenflut, und die Gezeitenhöhe erreicht bei Niedrigwasser einen besonders niedrigen, bei Hochwasser einen besonders hohen Stand, die Amplitüde der Ebbe und Flut, d. h. die Flutgröße, ist ausnahmsweise groß, es ist Springgezeit. — Vierzehn Tage später, wenn die Sonne um 90^0 vom Monde entfernt steht (Quadraturen-Stellung) und also zu einer um etwa 6 Stunden von der Mondkulmination verschiedenen Zeit kulminiert, fällt die Mondflut mit der Sonnenebbe zusammen, die Gezeiten werden durch Interferenz geschwächt, die Flutgröße ist auffällig gering, es ist taube Gezeit. — Theoretisch muß das Verhältnis von Springgezeit zu tauber Gezeit sein

$$\frac{1+2{,}2}{2{,}2-1} = 3{,}2 : 1{,}2 = \text{rund } 100 : 40.$$

Endlich trifft die in Fig. 24 gemachte vereinfachende Voraussetzung, daß der Mond (und die Sonne) im Äquator stehen, natürlich nur in besonderem Falle zu; Mond sowohl wie Sonne ändern beständig ihre Deklination (δ) den Bogenabstand vom Äquator, und Fig. 25 läßt erkennen, wie die tägliche Ungleichheit von Ebbe und Flut durch die Deklinationshöhe des fluterregenden Gestirns M bedingt wird. Die höchsten Flutanschwellungen fallen nicht allgemein auf den Äquator, sondern jeweils auf diejenige geographische Breite δ, für welche das Gestirn M im Zenit oder Nadir steht; wenn die Erde in 24 Stunden sich einmal um ihre Achse dreht, so sieht man, daß auf das große Hochwasser a b der Breite φ nach rund 12 Stunden das kleine Hochwasser $a^1 b^1$ folgt, natürlich mit zwischenliegenden entsprechenden Niedrigwassern. Zugleich wird ersichtlich, daß dadurch auch die Pole abwechselnd Flut und Ebbe erhalten. Übrigens hat in der Wirklichkeit nur die Deklination des Mondes einen merklichen Einfluß auf diese tägliche Verschiedenheit der Gezeiten.

Eine große Reihe anderer Perioden oder Ungleichheiten, welche sich untereinander in verschiedenster Weise kombinieren, könnte noch angeführt und nach der „Gleichgewichtstheorie" analysiert werden; es sei nur die parallaktische Ungleichheit erwähnt, welche darauf zurückgeht, daß weder die Ekliptik noch die Mondbahn ein Kreis, sondern von elliptischer Form sind; die Entfernungen der Sonne und des Mondes von der Erde sind im Perihel und Aphel, bezw. im Perigäum und im Apogäum verschieden, demgemäß variieren auch in den entsprechenden Zeitperioden die mittleren Flutgrößen. —

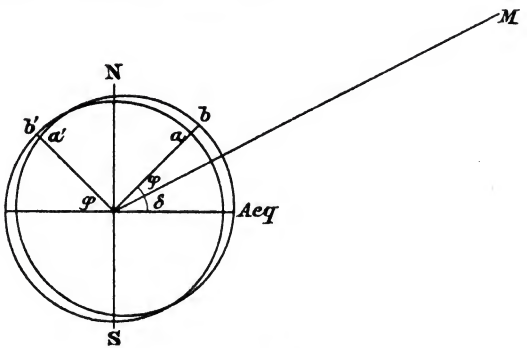


Fig. 25.

Aus einer großen Summe periodischer Glieder setzt sich also schon in der Theorie die Flutgröße zusammen; aber das Gesagte trägt zugleich in sich den Beweis, daß wir zu einem vollen, den tatsächlichen Verhältnissen entsprechenden Ergebnis auf diesem Wege kaum gelangen.

§ 23. Die Gezeiten in ihrer geographischen Bedingtheit.

Die „statische Theorie" hat vorzugsweise didaktischen Wert. Die wechselnden Meerestiefen, ferner die Verteilung von Wasser und Land und besonders die meridional

verlaufenden Kontinentalküsten lassen ein gleichmäßiges Fortschreiten der Gezeiten von Osten nach Westen unmöglich erscheinen und machen ferner die Voraussetzung unmöglich, daß in jedem Momente das Gleichgewicht zwischen Kraft und bewegter Masse hergestellt sei. Ebbe und Flut unserer Erde sind vielmehr in hervorragendem Grade ein hydrodynamisches Problem, d. h. ein Problem der Bewegung, und zwar kommt man am weitesten, wenn man die Gezeiten nach den Gesetzen der fortschreitenden Wellen untersucht. Die Vertreter der „Wellentheorie" nehmen natürlich als primäre Ursache für Ebbe und Flut auch die Anziehung der Gestirne als gültig an, gehen dann aber sozusagen von der terrestrischen Wirklichkeit aus, indem sie an der Hand möglichst zahlreicher Beobachtungen über Flutgrößen und besonders über die Eintrittszeiten von Hoch- und Niedrigwasser an den verschiedenen Küsten ein Bild davon zu gewinnen suchen, welche fortschreitende Welle diesen tatsächlichen Verhältnissen am besten entspricht, d. h. welches die Periode, die Länge und die Geschwindigkeit (und eventuell auch die Höhe) der ozeanischen und der küstennahen Flutwelle sein muß oder sein kann.

Auch diese Betrachtungsweise verlangt zunächst die Vereinfachung der auf der Erde bestehenden Verhältnisse. Airy hat die allgemeinen, theoretischen Berechnungen für den Fall geliefert, daß in einem sogenannten Meereskanal oder jedenfalls in einem Meeresbecken von sehr großer horizontaler Längsausdehnung, geringer Breite und unveränderlicher Tiefe ein oder zwei fluterzeugende Gestirne das Wasser in fortschreitende Wellenbewegung versetzen (Kanaltheorie), und gefunden, daß diese theoretischen primären, unter der unmittelbaren Wirkung der Gestirne stehenden „gezwungenen" Wellen — in ähnlicher Weise, wie aus den

gezwungenen Windseen freie Dünungswellen werden (§ 20) — in den Ozeanen der Erde übergehen in „freie" Gezeitenwellen, deren Periode (T)[1] halbtägig, ganztägig, vierzehntägig u. s. f. ist, deren Länge (L) aber und Geschwindigkeit (C) der Quadratwurzel aus der Tiefe (P) proportional ist. Es gelten die Formeln, wenn g die Schwerekonstante = 9,8 bedeutet,

$$T = \frac{L}{\sqrt{g\,P}} \qquad (1)$$

$$L = T\sqrt{g\,P} \qquad (2)$$

$$C = \sqrt{g\,P}. \qquad (3)$$

Hiernach würden in dem größten Ozean, dem Stillen, bei einer mittleren Tiefe von 4000 m auf einer Entfernung von rund 17 000 km (W—O unter dem Äquator) zwei der halbtägigen Mondflutwellen bei einer Periode von 12 h 25 m und einem Abstand von Kamm von Kamm = 8850 km kaum Platz haben, und die Geschwindigkeit ihres Fortschreitens dürfte auf nahezu 200 m in der Sekunde (!) zu veranschlagen sein. In der seichten Nordsee dagegen erhalten wir Flutwellen von nur 500—1000 km Länge (so daß ein Hochwasser bei den Orkney-Inseln, das andere noch etwa 100 km seewärts von Helgoland liegt) und von 20 bis 25 m Geschwindigkeit pro Sek. bei natürlich gleicher Periode: Verhältnisse, die den Tatsachen ganz gut entsprechen.

Es ist nun ferner unwahrscheinlich, daß immer nur ein Wellensystem in einem Ozean oder Ozeanteil zur Erscheinung kommt; mehrere Systeme werden sich nach den Gesetzen der Interferenz in verschiedenen Phasenstellungen kreuzen. Es kann die Flutgröße, wenn beide Wellen gleiche Periode haben und in gleicher Phase aufeinander stoßen, lokal beträchtlich vermehrt werden; bei entgegengesetzten Verhältnissen kann eine Gattung der Flut, z. B. die Mondflut, ganz verschwinden und nur die Sonnengezeit übrig bleiben. Beispiele hierfür sind genug vor-

[1] Diese Ausdrücke haben hier die gleiche Bedeutung wie bei den Windwellen § 19.

handen. Börgen hat mit besonderem Erfolg terrestrische Gezeiten in ihren Einzelheiten unter der Annahme von Interferenzerscheinungen zu erklären sich bemüht; er und Lord Kelvin und G. Darwin haben außerdem speziell die Umformungen untersucht, welchen die freien Wellen an den Kontinentalböschungen durch Abnahme der Tiefe und seitliche Begrenzung unterworfen sind; doch verlangen alle diese sehr schwierigen mathematischen Entwickelungen selbst nur zu einer befriedigenden Andeutung solch umfangreiche Darstellung, daß hier nicht weiter darauf eingegangen werden kann. Es muß genügen, zu sagen, daß die mannigfachen Flutwellen der Meere in sehr bezeichnender Analogie den Schallwellen der Luft verglichen werden können; wie hier Kombinationstöne, Obertöne verschiedener Ordnung bekannt sind, so spricht man von Kombinationsflutwellen, overtides u. s. w.

Heutzutage ist die Aufgabe, den Verlauf der Gezeitenwellen über die offenen Ozeane festzulegen, noch nahezu hoffnungslos; es fehlen ja Beobachtungen über die Ebbe und Flut auf dem Ozean selbst gänzlich. Immerhin bietet, wenn man die Linien gleicher Flutstunden an einer annähernd gleichförmig gestalteten Küste und die Meerestiefen kennt, die Formel $C = \sqrt{g P}$ einen Anhalt, um ungefähr einen möglichen Verlauf sich vorzustellen; es wird ja durchaus nicht immer der größte Kreis der Weg sein, sondern vorzugsweise derjenige, welcher über das tiefste Wasser führt. Ferner hat der Atlantische Ozean noch am ehesten die Gestalt eines einzigen, riesigen, wenn auch gekrümmten Kanales (s. § 3 S. 18) im Sinne der Airyschen Grundlagen. Man nimmt an, daß eine Flutwelle von südlichen Breiten aus nordwärts zieht, deren Kamm auf nördlicher Breite in NW-Richtung fortschreitend auf die Ostküsten der Vereinigten Staaten trifft und dadurch den auffälligen Umstand herbeiführt, daß die Flut daselbst fast überall zu fast gleicher Zeit eintritt; ein Teil der Flutwelle wendet sich aber vom Äquator aus mehr östlich — vielleicht auch unter dem Einfluß der Erdrotation — und läuft an den europäischen Küsten schrittweise von Süden nach

Norden, so daß hiermit das Wachsen der Flutstunden von Spanien nach Schottland hin erklärt wird. — In der südlichen Nordsee begegnet sich in Interferenzen eine nördlich von Schottland gekommene, südwärts ziehende Flutwelle mit einer aus dem Englischen Kanal nach NO verlaufenden Flutwelle (§ 24 III).

So viel ist sicher, daß man die Ebbe- und Flut-erscheinungen, wie sie tatsächlich sind, nur nach den Gesetzen der Wellenbewegungen in befriedigender Weise analysieren („Harmonische Gezeitenanalyse" nach Lord Kelvin, Roberts, Börgen) und auch für die Praxis vorausberechnen kann, indem man die Flutkurve einer Station aus vielen Einzelwellen verschiedener Art sich zusammengesetzt denkt und die Elemente der letzteren rechnerisch ermittelt.

Einer der wertvollsten Vorzüge der Wellentheorie der Gezeiten ist die durch sie auf die einfachste Art gegebene Erklärung von den in der Praxis so ungemein wichtigen Gezeitenströmungen. Wir erinnern uns aus § 19 dessen, was über die Wellenbewegung als solche gesagt wurde: das Fortschreiten des Flutkammes (Wellenberg) oder der Ebbeeinsenkung (Wellental) ist nur ein Fortschreiten der Form, eine Verschiebung der Gestalt des Wasserspiegels. Aber innerhalb der einzelnen Wellen bringt die sogenannte Orbitalbewegung eine reelle Bewegung und Versetzung der Wasserteilchen zu stande, d. h. eine Strömung; ist dann die Wellenlänge sehr groß, so muß die Orbitalbewegung zu einer auf viele Kilometer sich erstreckenden, horizontalen, hin- und hergehenden Strömung werden, im Wellenberg treibt das Wasserteilchen vorwärts (Flutstrom), im Wellental treibt es wieder rückwärts, dem kommenden zweiten Wellenberg entgegen (Ebbe-

ſtrom). Über unendlich tiefem Waſſer erfolgt dieſe Bewegung in kleinen Kreiſen, deren Radien gleich der halben Wellenhöhe ſind, in ſehr tiefem Waſſer in faſt kreisförmigen Ellipſen, über flachem Waſſer in ſehr zuſammengedrückten Ellipſen, wobei alſo das, was an vertikaler Bewegung verloren geht, zu wagerechter Bewegung wird („Gezeitenſtrom", Ebbe und Flut). Die drei kleinen Figuren Nr. 26—28 mögen das Geſagte ſchematiſch verbildlichen. Für eine Flutwelle von 1,8 m Höhe und 9 900 000 m Länge berechnet Börgen die Länge der großen Achſe der elliptiſchen Bahn eines Waſſerteilchens ſchon zu 400 m

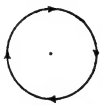


Fig. 26.

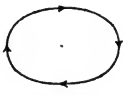


Fig. 27.

Fig. 28.

bei der ſehr großen Tiefe von 5000 m; bei einer Tiefe von nur einigen Metern, wie in den Flußmündungen, muß alſo die Orbitalverſetzung auf viel größere horizontale Entfernungen (10 km und mehr, wie z. B. in der Elbemündung) für eine Gezeit ſich ausdehnen können.

Und nun die weitere, für das Verſtändnis der Gezeiten überhaupt ſehr wertvolle Anwendung, wozu man Fig. 29 vergleichen wolle.

In einer regelrechten, ungeſtörten Gezeitenwelle erfolgt der Wechſel der Stromrichtung, das Kentern des Stromes, nicht mit der Erreichung höchſten und niedrigſten Waſſerſtandes, ſondern immer gerade mitten zwiſchen beiden Waſſerſtänden, drei Stunden vor Hoch-, reſp. Niedrigwaſſer, d. h. bei Mittelwaſſer. Es folgt dies unmittelbar

aus der mitgeteilten Art der Orbitalbewegung in einer Welle, wie die Figur zeigt.

Also gerade bei normalen Verhältnissen hat man die Erscheinung, welche für die meisten Leute, die zum erstenmal an einer Küste davon etwas zu hören und zu sehen bekommen, unverständlich ist, daß das Wasser noch drei Stunden lang Flutbewegung, z. B. stromaufwärts, zeigt, wenn der Wasserspiegel schon sinkt, und umgekehrt noch drei Stunden lang Ebbestrom herrscht bei bereits steigendem Wasserniveau! Wunderbar erscheint dies eben nur

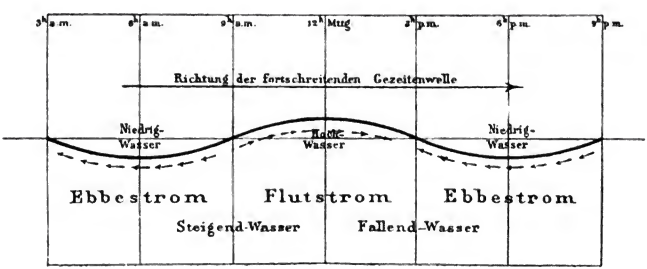


Fig. 29.

so lang, als man die oberflächliche, aber unrichtige Anschauung hat, daß der Flutstrom selbst das Steigen des Wassers und der Ebbestrom das Fallen des Wassers bedinge. Überall da, wo — in gewissem Sinne zufällig — wirklich Hochwasser und Niedrigwasser den Zeitpunkt für den Wechsel der horizontalen Bewegungsrichtung geben, wie beispielsweise auf Sylt, liegt eine Störung der regelrechten Wellenbewegung vor. Im Englischen Kanal[1] hin-

[1] Die Gezeitenströmungen in diesem Gewässer, wie sie tatsächlich sind, findet der Leser eingehend im nächsten § (Abschnitt III mit Fig. 30) behandelt.

gegen haben wir mehrfach die regelrechte Ausbildung der Gezeiten, und bekannt ist, daß man, auf der Old London Bridge stehend, beobachten kann, wie das Themsewasser mit der Flut noch lange stromaufwärts treibt, selbst wenn die Wasserhöhe bereits zwei Fuß gefallen ist.

§ 24. Die Gezeiten in der Praxis.

I. Hochwasserzeiten.

Da ein großer Teil der Häfen von den heutigen, tiefgehenden Schiffen nur zur Zeit des Hochwassers erreicht werden kann, so ist es dem Seemann in erster Linie wichtig, die Eintrittszeit des Hochwassers im voraus zu kennen. Hierzu dient die sogenannte Hafenzeit, d. h. der Zeitunterschied zwischen der Kulmination des Mondes am Tage von Neu-, bezw. Vollmond und dem darauffolgenden ersten Hochwasser, oder, was offenbar dasselbe ist, die Eintrittszeit des Hochwassers am Nachmittage dieser zwei Tage. Will man dann allgemein die Hochwasserzeit für irgend einen anderen Tag berechnen, so hat man der Hafenzeit die Kulminationszeit des Mondes an dem betreffenden Tag hinzuzufügen und noch außerdem eine Korrektion für die halbmonatliche, unter Umständen auch für die tägliche Ungleichheit anzufügen.

Für die wichtigsten Häfen der Erde hat man auf 1--2 Jahre vorausberechnete Gezeitentafeln, welche dem Seemann jede Rechnung ersparen; sie werden, ähnlich den wichtigen astronomischen Jahrbüchern, alljährlich veröffentlicht, und zwar von den hydrographischen Ämtern der verschiedenen Staaten.

Die nachstehende Tabelle gibt für die östliche Seite des gesamten Atlantischen Ozeans einige Hafenzeiten und

läßt deutlich erkennen, wie die Flutwelle von Süden nach Norden fortschreitet. Sieht man genauer zu, so wird sofort deutlich, daß eine Wellenlänge nicht den ganzen Ozean einnimmt, sondern gleichzeitig zwei Flutwellen fortschreiten, deren Kämme voneinander etwa 50 bis 65 Breitengrade entfernt sind (vergl. oben S. 115 und 116).

Ort	Hafenzeit (Greenwich-Zeit)
Kapstadt	1 h 27 m
Kongo	3 h 41 m
Monrovia	6 h 43 m
Madeira	1 h 56 m
Ouessant (Bretagne) . . .	3 h 52 m
Valentia (Irland)	4 h 23 m
St. Kilda (Hebriden) . . .	6 h 4 m
Sumburgh Head (Shetland In)	9 h 50 m

II. Flutgrößen.

In zweiter Linie ist natürlich die Kenntnis der Beträge selbst, zu denen der Wasserspiegel bei Hochwasser in den Häfen ansteigt, dem Seemanne unentbehrlich. Die absolute Schwankung zwischen Niedrig- und Hochwasser nennt man Fluthub oder Flutgröße; die Erhebung über einen Nullpunkt Fluthöhe. Da der Nullpunkt der meisten Seekarten auf mittleres Springtide-Niedrigwasser bezogen ist, so decken sich in vielen Fällen die Zahlen für Fluthöhe und Fluthub.

Auf dem offenen Ozean bemerkt der Seefahrer selbstverständlich nicht, ob er auf dem Wellenberg oder in dem Wellental der Gezeit sich befindet. An kleinen, mitten

in dem Meere gelegenen Inseln ist der Unterschied zwischen Hoch- und Niedrigwasserspiegel im allgemeinen sehr gering; er beträgt z. B. auf St. Helena nur 0,9 m, auf den kleinen Antillen mehrfach gar nur 0,5 m. Naturgemäß wächst die Flutgröße bei abnehmender Wassertiefe, ähnlich wie die Windwelle als Brandung an den Küsten sich aufbäumt, und 1½ m bis 2 m Amplitüde wird an den meisten Kontinentalküsten — freilich mit vielen interessanten Ausnahmen — erreicht[1].

In abgeschlossenen Binnenmeeren hinwiederum ist die Flutgröße meist gering; den erheblichen Standänderungen um meist 2 m an der offenen Nordsee stehen bekanntlich die äußerst geringfügigen Ebbe- und Flutänderungen in der westlichen Ostsee gegenüber, wo man an den dänischen Küsten nur 30—40 cm beobachtet, bis in der östlichen Ostsee das Phänomen so gut wie gänzlich verschwindet. Auch im Mittelmeer beziffert sich die Amplitüde nur auf Zentimeter. Andererseits haben aber alle großen Wasserflächen Gezeiten, wenn auch von minimalem Ausmaße, so z. B. der Michigan-See bei Chicago solche von 4—5 cm.

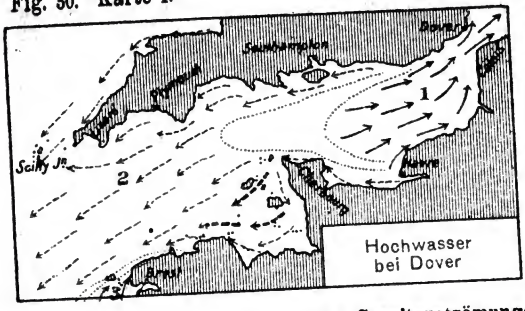
Die mächtigsten Fluthöhen treten in schlauchartig sich verengenden Meerbusen und Flußmündungen auf. An den europäischen Küsten sind seit langer Zeit die gewaltigen Niveauänderungen im Bristol-Kanal mit bis zu 12 m und in der Bucht von St. Malo (Frankreich) mit bis zu 12,4 m bekannt; auf der amerikanischen Seite findet man im Süden, am Eingange zur Magellanstraße, Amplitüden von 11—13 m, und im Norden sind unerreicht die riesigen Fluten der Fundy-Bai zwischen Neu-

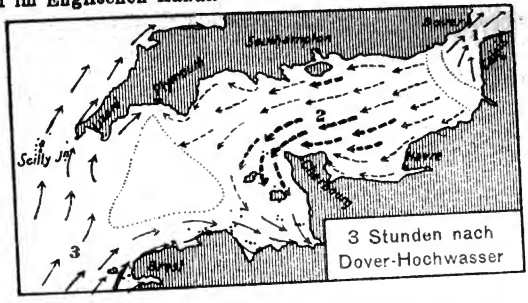
[1] Klare Auskunft über diese Fragen wie auch über die Flutstunden u. s. w. gewährt Taf. 20 des bekannten Berghausschen Physikalischen Atlasses.

Fig. 30. Karte I.

Die Gezeitenströmungen im Englischen Kanal.

Karte II. Fig. 30.





Die Gezeitenströmungen im Englischen Kanal.

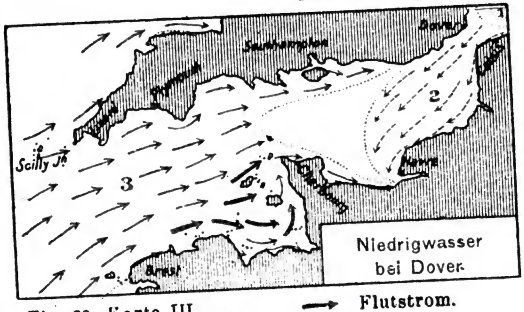
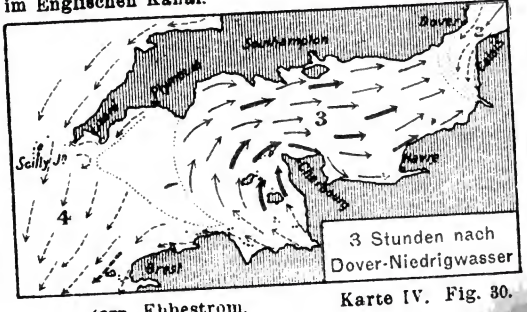


Fig. 30. Karte III.



⟶ Flutstrom. ⟵ Ebbestrom.

Karte IV. Fig. 30.

Schottland und Neu-Braunschweig, woselbst speziell in der Noel-Bai, einer im innersten östlichen Winkel gelegenen kleinen Einbuchtung, mit 15,4 m bei Springtide vielleicht das absolute Maximum vorliegt.

III. Gezeitenströmungen.

Um ein praktisches Beispiel für die ebenfalls nur an den Küsten und nicht auf hoher See bemerkbaren horizontalen Wasserversetzungen der Gezeitenströmungen anzuführen, wollen wir zunächst die interessanten Verhältnisse im Englischen Kanal etwas genauer betrachten (Fig. 30).

In der südlichen Nordsee (den Hoofden) sind sowohl die Wasserstandsänderungen als auch die Gezeitenströmungen dadurch sehr verwickelt, daß zu der aus der offenen Nordsee kommenden Gezeitenwelle die vom Englischen Kanal kommende sich hinzugesellt. In dem Englischen Kanal macht sich zwar, wenigstens in seinem östlichen Teile und nur in Bezug auf die Wasserstände, die Nordseetide auch noch etwas bemerkbar, doch können wir davon hier absehen und die Gezeitenströmungen dieses Kanales lediglich als Folgen der ozeanischen, atlantischen Welle betrachten, welche von Westen hereinkommt, wie in der gewaltigen Schlauchmündung eines Stromes aufwärts, d. h. nach Dover hin, sich bewegt und zum Teil durch die Enge Dover-Calais hindurchdrängt. „Flutstrom" ist daher der Oststrom, d. h. der nach Osten setzende Gezeitenstrom, „Ebbestrom" der Weststrom, der nach Westen setzende Strom. Unsere Kärtchen gelten für die Hauptphasen der Gezeit bei Dover.[1]

Wenn Dover Hochwasser hat, so herrscht im östlichen Teile des Kanales Flutstrom (1), in der Mitte erstreckt sich ein nach Westen zungenförmig verlaufendes Gebiet von Stromstillen, an welches für den ganzen westlichen Teil der Ebbestrom (2) sich

[1] Die verschiedenen Flut- und Ebbeströme sind mit den Ziffern (1) bis (4) auf der Tafel und im Text übereinstimmend bezeichnet.

anschließt; in der südlichsten Ecke, bei Ouessant, sehen wir den neuen, vom Ozean kommenden Flutstrom (3). Drei Stunden später ist der Flutstrom (1) zum größten Teile nach der Nordsee hin gerückt, der Ebbestrom (2) herrscht in der Mitte und im Osten, der neue Flutstrom (3) ist bereits fast bis Start Point und den Kanalinseln vorgeschritten. Wiederum drei Stunden später, wenn Dover Niedrigwasser hat, ist von dem alten Flutstrom (1) kaum noch etwas zu sehen, auch der alte Ebbestrom (2) ist bereits bis zur Linie Beachy Head—Hâvre gewandert, der neue Flutstrom (3) läuft im Westen und in der Mitte des Kanales. Endlich drei Stunden nach Dover-Niedrigwasser hat sich der alte Ebbestrom (2) zur Nordsee hin verlagert, der neue Flutstrom (3) liegt in der Mitte, und ein neuer Ebbestrom (4) herrscht im Westen. Kärtchen Nr. I ist das genaue Abbild von Kärtchen III, nur mit umgekehrter Bewegungsrichtung, ebenso II das Gegenstück zu IV. In unumstößlicher Weise geht hieraus das natürliche Fortschreiten der Gezeitenwelle nach Osten in unaufhörlicher Folge und in halbtägiger Periode hervor; die Vorwärtsbewegung des Wellenberges erfolgt mit einer ungefähren Schnelligkeit von 30 Sm. in der Stunde oder 15 m pro Sekunde.

Was dagegen die Geschwindigkeiten innerhalb des Gezeitenstromes selbst oder in der Orbitalbewegung anbelangt, so sind sie im allgemeinen auf der französischen Seite größer als auf der englischen; zumal bei Ouessant und bei den Casquets läuft der Strom stark. Deutlich wird die durch die Halbinsel von Cherbourg (Kap de la Hague) bewirkte Einengung und Geschwindigkeitsvermehrung der Strömung; über 5 Sm. in der Stunde kommen hier regelmäßig vor, in besonderen Fällen noch mehr, bis zu 9 und 10 Sm. oder 4,5 bis 5 m in der Sekunde, so daß selbst kräftige Dampfer hier unter Umständen Schwierigkeiten haben. —

In der Elbemündung liegen die Dinge ähnlich. Das Vorwärtsschreiten der Flutwelle (hier fast identisch mit dem Hochwasserscheitel) erfolgt bei Cuxhaven mit 7,5 m pro Sekunde,

bei Hamburg mit 5,0 m pro Sekunde Geschwindigkeit; dagegen ist die Geschwindigkeit des Flutstromes selbst, d. h. die Orbitalbewegung der Flutwelle, nur 0,8 m pro Sekunde bei Cuxhaven und 0,5 m bei Hamburg. Die Flutströmung erreicht also hier gerade $^1/_{10}$ der Schnelligkeit der Fortpflanzung des Hochwassers, und hieraus wird — nebenbei bemerkt — auch ersichtlich, daß die landläufige Vorstellung, als ob das Hochwasser eben durch den aufkommenden Gezeitenstrom bedingt sei, unmöglich ist.[1] Ein Schiff, das mit der Flut nach Hamburg aufwärts fährt, hat also pro Sekunde 0,8 bis 0,5 m mitlaufenden Strom, d. h. eine Hilfe von etwa 2,5 km in der Stunde; es muß aber freilich, wenn es aufwärts dampfend ständig im Hochwasserscheitel bleiben will, selbst eine Eigengeschwindigkeit von annähernd 7,5 bis 5,0 m pro Sekunde oder rund 22 km pro Stunde entwickeln.

Zuletzt sei eine eigentümliche, nur in einigen wenigen Flußmündungen auftretende, mit den Gezeiten verknüpfte Erscheinung erwähnt, die Flutbrandung oder Sprungwelle. Da, wo an und für sich Ebbe und Flut stark ausgebildet ist, und wo dann bei Springflut vom Meere aus in kurzer Zeit eine große Menge Wasser durch den auflaufenden Wellenkamm des Flutstromes in eine sowohl nach der Breite wie nach der Tiefe zu plötzlich sich verengende Flußmündung hineingepreßt wird, muß der Scheitel der Welle das, was in Breite und Tiefe verloren geht, durch Zunahme nach oben, d. h. durch plötzliches Anschwellen der Höhe, und durch Zunahme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit ersetzen; gesteigert wird die Brandung noch durch die entgegengerichtete Geschwindigkeit des Flusses. So kommt unter Umständen ein mauer- und wallartiges Vorrücken der Gezeitenwelle zu stande, wobei

[1] Vergl. hierzu oben S. 119.

die Welle über den flachsten Partien besonders stark brandet. Die Flutbrandung (engl. bore, franz. mascaret) ist in französischen Flüssen, z. B. der Gironde, bekannt, ferner vom Tocantins und Amazonas, vom Hugli (Ganges). Besonders großartig ist die Sprungwelle in der Mündung des Tsien-tang an der Hang-tshau-Bucht; bei der Stadt Haining erreicht diese Erscheinung jeweils den Gipfel der Ausbildung, sie passiert die Stadt fast genau in dem Augenblick, in welchem der Mond durch den Meridian geht, und die Höhe über dem Niveau des Flusses ist 3,5 bis 4 m, manchmal aber gar 7—8 m! Hiernach kann man sich einen Begriff von der Großartigkeit und Gefährlichkeit dieser Wassermauer machen, welche mit gewaltiger Geschwindigkeit und einem kilometerweit hörbaren Brausen heranschießt.

---

8. Kapitel: Die Strömungen der Meeresoberfläche.

§ 25. Methoden der Strombeobachtung.

Schon mehrfach sind Wasserversetzungen oder Meeresströmungen erwähnt worden, so z. B. bei der Besprechung der Tiefseetemperaturen (§ 15, III), der Gezeiten (§ 23) u. s. w. Jetzt gilt es, die Strömungen der Meeresoberfläche, d. h. die Meeresströmungen im gewöhnlichen Sinne des Wortes, kennen zu lernen, also die Bewegungen, durch welche wirkliche Massentransporte von Wasser aus einer Gegend in die andere verursacht werden: sie sind natürlich für den Seefahrer von ganz hervorragender Wichtigkeit.

Solange ein Schiff in der Nähe von Land sich befindet, ist es im allgemeinen eine leichte Aufgabe, die Meeresströmung

sowohl nach ihrer Richtung wie ihrer Stärke zu berechnen. Nehmen wir den einfachen Fall an, ein Schiff befinde sich im Süden von einer in W—O-Richtung verlaufenden Küste; zwei hervorragende Punkte derselben, die vielleicht mit Leuchttürmen oder sonstigen „Landmarken" besetzt sind, seien — wie die Seekarte ergibt — genau 20 Seemeilen voneinander entfernt; der Dampfer laufe auf Grund der Maschinendrehungen oder der Logangaben genau 10 Sm. in der Stunde durch das Wasser. Dann muß die Strecke zwischen den 2 Punkten in stromlosem Wasser in genau 2 Stunden abgedampft werden können; benötigt der Dampfer dazu aber vielleicht 3 Stunden, sagen wir auf der Fahrt ostwärts, so hat er zwar „durch das Wasser" seine 10 Sm. pro Stunde gemacht, „über den Grund" aber nur $^{20}/_{3} = 6{,}66$ Sm., d. h. er hat einen Gegenstrom gehabt, welcher ihn pro Stunde 3,33 Sm. nach Westen zurückversetzte. In dieser und ähnlicher Weise lassen sich, indem durch Peilungen ständig die Stellung des Schiffes zum Lande kontrolliert und mit der Eigenleistung des Schiffes verglichen wird, „*Versetzungen*" gut ermitteln; treibt ein Segelschiff in Windstille, so ist ja die Wirkung des fließenden Wassers unmittelbar ersichtlich, indem trotz Windstille die Landkonturen sich für das Auge des Schiffers verändern.

Ganz anders liegt die Sache, sobald ein Fahrzeug auf hoher See sich befindet und nur Himmel und Wasser sichtbar sind. Dann muß an Stelle der Landpeilungen der durch astronomische Beobachtungen innerhalb enger Fehlergrenzen feststellbare wahre Schiffsort treten (*astronomisches Besteck*). Die Leistung des Schiffes selbst wird mittelst des Kompasses und Logs derart ausgerechnet, daß das Log die durch das Wasser zurückgelegten Distanzen gibt, der Kompaß aber die Richtung oder den Winkel gegen den Meridian, in welchem die Distanz zurückgelegt ist; da nun die jeweils in Betracht kommenden kleinen Teile der Meeresoberfläche als eben betrachtet werden dürfen, hat man aus den einfachsten Beziehungen der ebenen

Trigonometrie (nach der „Koppelkurs"-Rechnung) die Möglichkeit, denjenigen Schiffsort zu berechnen, der auf Grund von Kurswinkel und Entfernung erreicht sein sollte (*gegißtes Besteck*). Kleine Fehler sind dabei zwar unvermeidlich; gesetzt aber, das gegißte Besteck sei richtig oder doch sehr annähernd richtig, so müssen in stromlosem, bewegungslosem Wasser die nach astronomischem und nach gegißtem Besteck ermittelten Schiffsorte übereinstimmen. Finden sich erhebliche Unterschiede, so ist man meist berechtigt, dieselben auf den Einfluß von Meeresströmungen zurückzuführen: und in der Tat beruhen unsere gesamten Kenntnisse von den Wasserbewegungen der Hochsee fast ausschließlich auf systematischen Bearbeitungen von Hunderten und Tausenden solcher *Besteckdifferenzen*. Ein Beispiel möge diese Art der Stromermittelung klarmachen (Fig. 31).

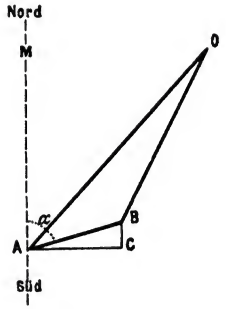


Fig. 31.

Ein Schiff habe von Punkt O aus in 31° 15′ N. Br. 136° 20′ O. L. für 24 Stunden nach seiner Logrechnung so gesteuert, daß es nach 29° 29′ N. Br. 134° 20′ O. L. (Punkt A = gegißtes Besteck) hätte kommen müssen. Die astronomische Beobachtung nach Ablauf der Tagesfrist ergibt aber 29° 48′ N. Br. und 134° 47′ O. L. (Punkt B = astronomisches Besteck) als den wirklichen, neuen Schiffsort: d. h. eine Breitendifferenz

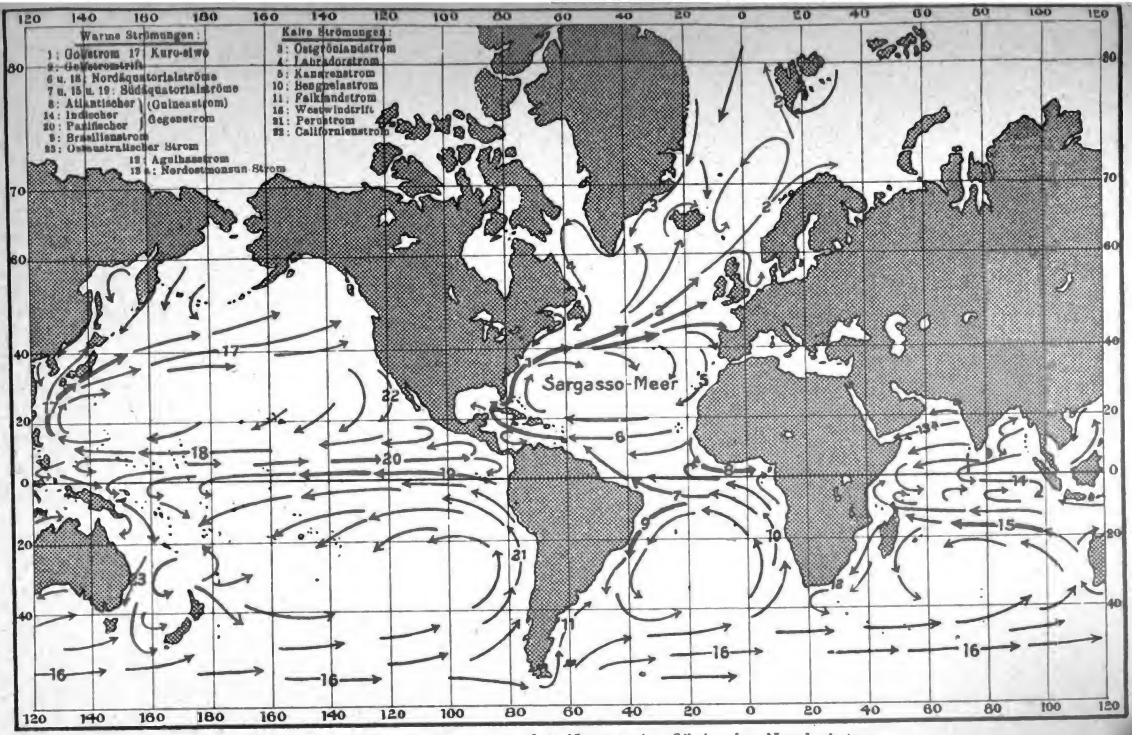


Fig. 32. Die Strömungen der Meeresoberfläche im Nordwinter.

BC von Nord 19′ = 19 Sm. und eine Längendifferenz AC von Ost 27′ = 27 cos (Mittelbreite zwischen 31° 15′ und 29° 48′) Sm.
= 27 cos 30° 31′ Sm. = 23,2 Sm.

In dem rechtwinkligen △ ACB sind also die Katheten bekannt, und man kann sowohl AB, d. h. die Entfernung, welche das fließende Wasser innerhalb des fraglichen Zeitraumes zurückgelegt hat, als auch den ∢ ABC = ∢ MAB = α, d. h. das Azimut oder den Kurswinkel, in welchem die Strömung das Schiff versetzt hat, berechnen. Im vorliegenden Falle findet man eine Zurückversetzung nach N 52° O um 30 Sm., d. h. eine nordöstliche Strömung von etwa 0,6 m Schnelligkeit in der Sekunde.

Das Studium der sogenannten Flaschenposten, von denen nachher in § 27 zu sprechen sein wird, gibt auch bemerkenswerte Fingerzeige über Stromrichtungen. Eine indirekte, mühsame, aber in vielen Fällen sehr sichere Ergebnisse liefernde Methode ist die thermometrische, indem man, meist an der Hand von Karten, die horizontale geographische Verteilung der Meerestemperaturen (und vielleicht auch der Salzgehalte) untersucht und aus den Besonderheiten derselben Rückschlüsse auf die Wasserbewegungen gewinnt; denn vielfach führen die Meeresströmungen ausgesprochen warmes oder kaltes Wasser und machen sich dann durch den Unterschied von den sonst für die betreffende Gegend normalen Wärmeverhältnissen bemerkbar.

§ 26. Die Stromsysteme der drei Ozeane.

(Fig. 32.)

Unerläßlich für das Verständnis des Folgenden ist die stete Beachtung des Umstandes, daß man die Meeresströmungen immer nach der Richtung benennt, **nach welcher** sie hinfließen, im direkten Gegensatz zu dem bei den Winden üblichen Bezeichnungsverfahren. Ein Westwind führt die Luft von Westen nach Osten,

ein Weststrom aber führt das Wasser von Osten nach Westen!

Ferner beachte man als Generalregel, welche auf jeder Karte der Meeresströmungen stehen sollte oder doch in Gedanken vom Beschauer hinzugefügt werden muß, daß alle Strömungen äußerst unbeständig sind, sowohl was Schnelligkeit wie Richtung betrifft, daß also selbst die ausgeprägtesten und konstantesten derselben, z. B. der Golfstrom, der Agulhasstrom u. s. w., strichweise und zeitweise sehr großen Veränderungen unterliegen können, und man demgemäß nie und nirgends vor Versetzungen sicher ist, welche vielleicht wesentlich von den im Kartenbild niedergelegten abweichen. Jede Stromkarte und Strombeschreibung muß notwendigerweise mehr oder weniger generalisieren.

Endlich mache man sich von der Vorstellung frei, als ob die Strömungen des Meeres scharf begrenzte Erscheinungen in der Art der Festlandsflüsse seien; denn davon kann im allgemeinen gar keine Rede sein. Stromrichtung und Stromgeschwindigkeit sind fast im gleichen Grade wie Windrichtung und Windgeschwindigkeit wandelbar (vergl. auch § 28), und wir können hier nur von den mittleren, wahrscheinlichen Richtungen und Stärken der wichtigsten Meeresströmungen sprechen.

I. Der Nordatlantische Ozean

wird von einer Wasserbewegung umkreist, die mit dem Zeiger der Uhr geht, der Südatlantische von einer solchen gegen den Sinn der Uhrzeigerdrehung. In beiden Ozeanhälften kann als die Grundbewegung, von welcher die anderen direkt und indirekt abhängen, die Äquatorial-

strömung gelten, welche, wenn man ungefähr den Meridian des Kap San Roque in das Auge faßt, beiden Halbkugeln gemeinsam ist, da unter dieser Länge das Oberflächenwasser zwischen rund 20° N. Br. und 10° S. Br. durchweg nach Westen setzt, auf Südbreite mit meist großer Geschwindigkeit (über 1 Seemeile pro Stunde).

Im NO-Passat merkt man erst im Südwesten von den Kap Verden deutlich diese Trift, welche mit der Annäherung an die Küste von Nordbrasilien und Guiana sehr zunimmt, bei nunmehriger WNW-Richtung. Die Inseln Trinidad und Tobago liegen im stärksten Stromstrich; an der Außenseite der kleinen Antillen, von Barbados an, fließt das Wasser meist nach NNW, bringt also nur teilweise durch die vielen engen Passagen hindurch. Auch im Karibischen Meere läuft in der Hauptsache nur dieser Weststrom, er ist im östlichen Teil dieses Gewässers schwach und gewinnt an Schnelligkeit beträchtlich mit der Annäherung an die Yukatan-Straße, durch die er in NNW-Richtung sehr schnell fließt.

Der Golf von Mexiko bildet den Staubehälter, das Reservoir der Wassermassen, von denen der Golfstrom, welcher zwischen Havana und Key West beginnt, sein Wasser bezieht; in dem Golf selbst sind keine Strömungen, die bei der Schiffahrt in einigermaßen sichere Rechnung gezogen werden könnten. In den Engen zwischen der Ostküste Floridas und den Bahamas findet der Seemann einen Nordstrom von meist über 3 Seemeilen in der Stunde; hier ist die Wurzel der Golfströmung, deren Achse, d. h. deren Linie größter Geschwindigkeit, etwa 15 Seemeilen östlich der 200 Meter-Linie zu suchen ist und somit auf der Breite von Kap Hatteras einige 40 Sm.

von der Küste entfernt liegt. Diese berühmteste aller warmen Strömungen biegt, je nördlicher sie kommt, desto mehr und mehr nach Osten um, weil nun das Gebiet der südwestlichen und westlichen Winde beginnt, welche das Wasser mit abnehmender Schnelligkeit bis an die europäischen Küsten führen. Ein sehr großer Teil dieser Golfströmung wird jedoch durch Wasser geliefert, welches an der Außenseite der Antillen und der Bahamas entlang geflossen ist und die Floridastraße nicht passiert hat.

An der Ostkante der Neufundland-Bank stößt der während eines erheblichen Teiles des Jahres Eisberge[1] mit sich führende kalte Labradorstrom, der aus der Baffins-Bai kommt, direkt in den Golfstrom hinein, wodurch auf sehr geringe Entfernungen hin die gewaltigsten Unterschiede in der Oberflächentemperatur des Meerwassers hervorgerufen und zugleich die berüchtigten Neufundland-Nebel bedingt werden. Eine weitere, recht konstante kalte Strömung ist die an der Ostküste Grönlands südwärts setzende, ungeheure Packeismassen verfrachtende Grönlandströmung; sie ist die Fortsetzung jener nordpolaren Eistrift, welche von der Beringsstraße her ihren Ursprung nimmt, nahe am Pol vorbeizieht und z. B. Nansens Schiff „Fram" vorwärts bewegt hat.

Kehren wir zu dem Golfstrom zurück, so ist seine Bedeutung für die Dampfschiffahrt auf der großen Route zwischen Europa und New York im allgemeinen gering; die Versetzungen nach Osten betragen nur zeitweise 24 Sm. pro 24 Stunden. Um so augenfälliger wird sein Einfluß in klimatischer Hinsicht, je weiter wir ostwärts und nordwärts seinem Laufe folgen. An der gesamten norwegischen

[1] Vergl. § 18 S. 95.

Küste hält der Golfstrom alle Fjorde auch im Winter eisfrei, und sogar die Spitzbergischen Gewässer werden, wenigstens auf der Westseite der Inseln, noch unter 80° N. Br. in jedem Sommer befahrbar, weil selbst hier noch sein Einfluß auch an der Oberfläche überwiegt. Diese Warmwasserheizung der nördlichsten Teile von Westeuropa stellt die gewaltigste klimatische Begünstigung dar, die wir irgendwo auf der Erde finden; man bedenke, daß auf derselben geographischen Breite, auf welcher in Norwegen noch Gerste gebaut wird, in Amerika die Franklinsche Expedition in ewigem Eis und Schnee zu Grunde ging! —

Ein kleiner Teil des Golfstromes fließt nicht nach Norden; ungefähr auf der Höhe von Kap Finisterre, und zwar weit seewärts davon, scheint eine Abspaltung vom Hauptstrom derart stattzufinden, daß eine schwache Trift nach Süden sich wendet, welche in ihrem weiteren Verlaufe zu der kühlen[1] Kanarischen Strömung wird. Allmählich eine südwestliche Richtung im Bereiche des NO-Passates einnehmend, schließt sie den großen Ring oder Kreislauf der Strömungen im nordatlantischen Meere.

Zu nennen ist endlich noch die für die Westafrikafahrt wichtige Äquatorialgegenströmung oder Guineaströmung, welche den ganzen Golf von Guinea nördlich der Linie bis Kamerun hin mit ostwärts fließendem Wasser füllt; am stärksten ist sie bei Kap Palmas. Sie bezieht ihr Wasser sowohl von der Trift des NO- wie von der des SO-Passates, d. h. sowohl vom Nord-

[1] „Kühl" erscheint dieser Strom, weil sein Wasser von höheren Breiten nach niederen Breiten zieht. Es handelt sich bei diesen Ausdrücken natürlich immer nur um relative Beziehungen (vergl. § 29 S. 158).

wie vom Südäquatorialstrom, und ihr Gebiet hat eine keilförmige Gestalt, indem es nach Westen hin immer schmäler wird. Lehrreich für die in § 28 näher zu behandelnde Frage nach den Ursachen der Strömungen ist dabei die Tatsache, daß das Bereich dieser Guineaströmung sich recht genau mit dem Bereich des sogenannten SW-Monsuns deckt, also einer ebenfalls nach Osten und Nordosten gerichteten Luftbewegung.

II. Der Südatlantische Ozean

besitzt nur an seiner Westseite eine Strömung, die für die heutige Seeschiffahrt von größerer Bedeutung ist; es ist ein bei Kap San Roque nach Süden sich abteilender Arm der großen, westlichen Äquatorialströmung (s. oben S. 131) des SO-Passates, die sogenannte Brasilienströmung, welche, da sie nach höheren Breiten Wasser führt, relativ warm erscheint und dem Golfstrom des Nordatlantischen Ozeans bis zu einem gewissen Grade entspricht; die Geschwindigkeiten sind freilich durchweg geringer.

Auf der Höhe der La Plata-Mündung biegt diese Strömung nach Osten um (wie auch der Golfstrom im Norden), wird aber zugleich in der rechten Flanke von einer östlichen, bezw. nördlichen kühlen Trift getroffen, welche von Kap Horn kommt, westlich von den Falklandinseln nordwärts setzt und östlich von diesen Inseln in manchen Jahren kolossale Massen von Eisbergen mit sich führt. Diese kalte Falklandströmung ist somit das südhemisphärische Gegenstück zu der kalten, ebenfalls Eis verfrachtenden Labradorströmung.

Schwache Versetzungen nach Osten im Bereiche der

„braven" Westwinde,[1] sowie ebenfalls schwache Versetzungen nach Norden und schließlich nach NNW westlich von der Küste Südwestafrikas — wo man diese Versetzungen unter dem Namen Benguelastrom zusammenfaßt — schließen nach St. Helena zu den Stromring des Südatlantischen Ozeans. Man sieht, es entsprechen in den großen Grundzügen die Wasserbewegungen des Südatlantischen Ozeans recht genau denjenigen des Nordatlantischen Ozeans.

III. Im Indischen Ozean

sind die Strömungen auf südlichen Breiten im Bereiche des SO-Passates und der „braven" Westwinde wieder ein Abbild derjenigen des Südatlantischen Ozeans; auch hier haben wir einen Stromkreis mit Bewegung gegen den Uhrzeiger. Aber das Gegenstück des Brasilienstromes, hier Agulhasstrom genannt, ist sehr viel mächtiger, ein außerordentlich kräftiger und konstanter Strom, welcher bei Kap Delgado (10° S. Br.), aus der Westtrift des Passates sich abzweigend, beginnt, und nach Südwesten an Natal vorbeizieht mit immer zunehmender Schnelligkeit, so daß man, zumal im südlichen Sommer, zwischen 30° O. L. und der Ostkante der Agulhasbank auf über 30 Sm. Südweststrom für je 24 Stunden rechnen darf; manchmal sind hier Schiffe schon 100 Sm. in 24 Stunden nach Westen versetzt worden!

Die im nördlichen Teile des Indischen Ozeans vorhandenen Wasserbewegungen verlangen eine erhöhte Aufmerksamkeit, weil sie in einem Grade, wie nirgends sonst, nach Richtung, Ausdehnung und Geschwindigkeit mit dem Monsunsystem der Luftströmungen wechseln.

[1] Diese Bezeichnung stammt von den Seeleuten, für deren Schiffe diese starken bis stürmischen Winde auf Reisen nach Osten günstig sind.

a) Im nördlichen Winter, zur Zeit des NO-Monsuns (Fig. 32) sind die Strömungen durchweg schwächer als im SW-Monsun, und fast überall nach Westen gerichtet, im Arabischen Meere sowohl wie in der Bai von Bengalen. Ceylons Ost- und Südküste wird von der Monsuntrift umflossen; hier und am Nordausgange der Malakkastraße ist die westliche Geschwindigkeit am größten. In dem Raume zwischen Linie und etwa 8° S. Br. sind ganz veränderliche und sehr schwache Bewegungen vorhanden; nur nach Osten hin, in der Richtung auf die Westküste Sumatras, tritt allmählich eine deutliche Ostströmung auf, welche zuletzt nach SO fließt, und zwar mit einer bei starkem NW-Monsun oft sehr großen Geschwindigkeit. Diese östliche Gegenströmung ist, wie leicht einzusehen, das indische, auf Süd-Breite verlaufende Gegenstück zur atlantischen Guineaströmung (s. oben S. 133).

b) Im nördlichen Sommer (Fig. 33) reguliert der vielfach stürmische SW-Monsun die jetzt meist kräftigen Versetzungen. Der Zug des Wassers ist auf N. Br. nach Osten und Nordosten gerichtet; dabei hat unter der Malabar-Küste das fließende Wasser eine S- bis SSO-Richtung längs der Küste. Die größten Schnelligkeiten hat der Schiffer an der Somaliküste und südlich von Ceylon zu erwarten. Die Ausreisen der Dampfer nach Indien erfahren unter diesen Umständen von den Strömungen große Förderung, desgleichen die Heimreisen von Sansibar. Die Dampfer aber, die um diese Jahreszeit von der Malakka-Straße zum Roten Meere hin heimwärts gehen, nehmen, falls Colombo nicht anzulaufen ist, mit Vorteil eine sehr südliche Route, indem sie die Länge der Malediven auf $1\frac{1}{2}^0$ N. Br. oder 0° Br. kreuzen; sie

vermeiden auf diese Weise das Gegenandampfen gegen heftigen Monsun, schwere See und starke Strömung. Wir sehen, im Gegensatz zu manchen weit verbreiteten An-

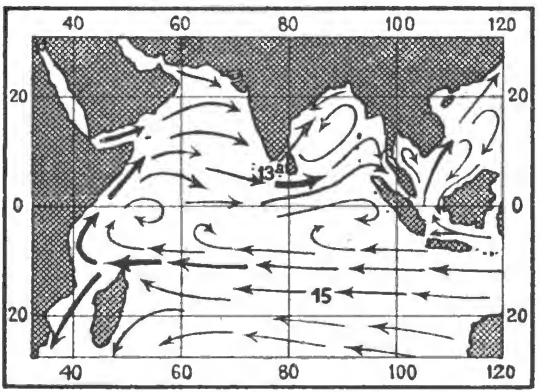


Fig. 33. Meeresströmungen des Indischen Ozeans im nördlichen Sommer.

schauungen, daraus, daß auch unsere Hochseedampfer von Wind und Strom durchaus nicht ganz unabhängig sind.

In dem

IV. Stillen Ozean

stoßen wir bei Formosa gleich auf eine der bemerkenswertesten Strömungen dieses größten Weltmeeres, auf das pazifische Abbild des atlantischen Golfstromes. Auch hier, nämlich ostwärts von Formosa, westlich von den Liu-Kiu-Inseln und südlich von den Japanischen Inseln, drängt das Meerwasser nach Nordosten und es wird dieser von den Japanern Kuro-shiwo genannte warme Strom, wie auch der Golfstrom, gespeist von dem Wasser der über die ganze Breite des Ozeans vom NO-Passat ge-

triebenen und an sich unbedeutenden Nordäquatorialströmung, welche nacheinander erst W-, dann NW- und N-Richtung annimmt.

Der Kuro-shiwo, d. h. „Blaues Salz", hat so ziemlich alle Eigenschaften des Golfstromes, wenngleich er nicht aus einem so engen Loch, wie der Golfstrom aus den Bemini-Engen, herauskommt; sein Wasser ist auch tiefblau im Gegensatz zu dem schmutzigen Grün des Wassers im Gelben Meere, auch ist es vergleichsweise sehr warm und salzig.

Im Nordosten von Nippon erfolgt — ganz ähnlich den Verhältnissen auf den Neufundland-Bänken — das Zusammentreffen mit einer kalten, vom Ochotskischen und Berings-Meer kommenden Strömung, welche aber keine Eisberge mit sich führt, so daß eine Gefahr von dieser Seite her dem transpazifischen Schnelldampferverkehr zwischen Japan und Vancouver, resp. San Francisco nicht droht. — Eine im einzelnen sehr häufig nicht nachweisbare, sehr schwache und veränderliche O-Strömung in den höheren nördlichen Breiten dieses Ozeans geht an der kalifornischen Küste in einen mäßigen SO- und S-Strom über, welcher seinerseits in der Nähe der Hawaii-Inseln in die Äquatorialströmung des NO-Passates sich einfügt. Man sieht, es ist ein Kreislauf im Sinne der Uhrzeigerbewegung, ganz analog dem des Nordatlantischen Ozeans.

Dieselbe Ähnlichkeit ist zwischen den Bewegungen des südpazifischen Meeres einerseits und denen des südatlantischen sowie südindischen Meeres andererseits vorhanden. Auch hier wieder findet eine Umkreisung des Ozeans *gegen* den Sinn der Uhrzeigerbewegung statt. Für die Schiffahrt wichtig sind aber hauptsächlich nur die sehr

breite und stellenweise sehr schnelle Südäquatorialströmung, die nach Westen setzt, sowie ihre an der Ostküste Australiens nach Süden umbiegende Fortsetzung, die sogenannte Ostaustralische Strömung. — Was die erstere anlangt, so hat man dicht unter der Peru-Küste, wo die Strömung einsetzt, fast keinen Strom; aber genau in dem Maße, in dem man sich nach Nordwesten hin vom Lande entfernt, nehmen die Versetzungen nach WNW und W an Stärke und Regelmäßigkeit zu, so daß man sich schon bei den Galapagos in einer heftigen, im südlichen Winter sozusagen reißenden Strömung befindet, welche auch abnorm kühles Wasser (bis unter 20° C. unter dem Äquator) mit sich führt. Der ostaustralische Strom ist ein Teil der eben geschilderten großen Äquatorialströmung; er lehnt sich ganz dicht an die australische Küste, hat nur die geringe Breite von kaum 100 Sm., aber eine für die Schiffahrt oft recht bemerkbare Geschwindigkeit nach Süden, und ist mit dem Agulhasstrom und Brasilienstrom zu vergleichen.

Zwischen der Nordäquatorial- und der Südäquatorialströmung findet man endlich in einer je nach der Jahreszeit zwischen 5° und 7° N. Br. oder auch 5° und 10° N. Br. schwankenden Breite eine meist schnell fließende, warme, östliche Gegenströmung, welche der atlantischen Guineaströmung vergleichbar ist, jedoch noch keinen Spezialnamen wie diese hat; sie reicht gegebenen Falles von den Palau-Inseln im Westen bis zu den Westküsten Zentralamerikas im Osten, aber ihre Breite ist zur Zeit unseres (nördlichen) Winters in der westlichen Ozeanhälfte oft nur sehr gering.

§ 27. Treibprodukte der Meere.

Wenn irgend ein schwimmender Körper von einem bekannten Abgangsort nach einem ebenfalls bekannten Fundort getrieben ist, so ergibt sich zwar mit großer Sicherheit hieraus die Notwendigkeit des Vorhandenseins einer irgendwie gearteten Meeresströmung zwischen den beiden Punkten; über den Weg aber, den die Strömung wirklich einschlägt, sagt die Kenntnis der zwei Punkte nichts, und in den seltensten Fällen dürfte der kürzeste Weg auf dem größten Kreise der tatsächliche Weg sein. Noch bedeutend unsicherer ist ein Rückschluß auf die Geschwindigkeit der in Betracht kommenden Strömungen; denn selbst wenn die Abgangszeit des Treibkörpers genau bekannt sein sollte — wie dies bei den Flaschenposten zutrifft —, so hat man doch meistens keinerlei Gewähr dafür, daß der Treibkörper nach seinem Antreiben am Strand sofort oder innerhalb kurzer Frist gefunden worden ist. Endlich sind die Triften mancher vom Meere verfrachteten Gegenstände mehr durch die Windrichtungen als durch die Stromrichtungen bedingt, z. B. die Triften noch erheblich über das Wasser herausragender Schiffswracks. Man muß also bei der Verwertung der Reisen von „Treibprodukten" für die Kenntnis von den Strömungen sehr vorsichtig sein; immerhin ergeben die darüber vorliegenden Nachrichten einige sehr interessante Tatsachen und Anschauungen.

Von den Eisbergen als Treibprodukten war bereits in § 18 S. 94 ff. die Rede. An manchen Küsten erlangen durch Meeresströme von weit her getragene Holzstämme eine große Bedeutung für die Bewohner; so werden durch den Golfstrom große Massen Treibhölzer von zweifellos

westindischem Ursprung nach den baumlosen Faröer und nach Island sowie nach der Küste Norwegens, ja in einzelnen Fällen bis zur Westküste Spitzbergens geführt. Auch Früchte von tropischen Pflanzen sind auf den Faröer, an Norwegens Küsten und sogar auf Nowaja Semlja angeschwemmt worden. Die in § 26 I S. 132 erwähnte große Eistrift des nordpolaren Eismeerbeckens führt von den sibirischen Flüssen her sibirisches Nadelholz nach Spitzbergen und besonders zur Ostküste Grönlands, von wo es auch gelegentlich nach Island herüberkommt, so daß an den Gestaden dieser letztgenannten Insel Hölzer tropischen und sibirischen Ursprungs sich mischen.

Auch die auffallende Anhäufung von schwimmenden Büscheln des Sargasso-Krautes in dem östlich von den Bermuda-Inseln ausgedehnten Meeresgebiete, wovon die sogenannte Sargasso-See ihren Namen erhalten hat, ist nichts weiter als eine Anreicherung von Treibprodukten in einer nahezu stromlosen Gegend; durch die Brandung und durch schwere Stürme wird das an den Küsten der Antillen am Grunde des flachen Wassers festsitzende Kraut losgerissen und vom Golfstrom nach Norden geführt, um dann an dessen rechter Flanke allmählich aus dem Strombereich herauszutreiben. Übrigens darf man sich diese Tangmassen nicht als kompakte, ausgedehnte „Wiesen" im Meere vorstellen; davon kann auch nicht im entferntesten die Rede sein. Wenn man dieses Sargasso-Meer durchfährt, so trifft man eben nur in verschieden großen Abständen solche einige Quadratfuß große Büschel des Sargassum an; günstigen Falles sieht man vom Deck des Schiffes aus gleichzeitig eine große Zahl solcher goldgelber Büschel, welche in dem tiefblauen Wasser der

Tropen auf größere Entfernung durch eine grünliche Verfärbung der Meeresoberfläche kenntlich werden.

Erheblich wertvollere Fingerzeige über Wasserversetzungen, als die von der Natur zufällig verfrachteten Treibkörper, liefern die von verschiedenen hydrographischen Ämtern systematisch organisierten Versuche mit Flaschenposten. Ein in mehreren Sprachen abgefaßter, kurzer Text wird auf Zettel gedruckt, die, in einer wohlverkorkten Flasche verpackt, von den Seeleuten in bestimmten Meeresgegenden über Bord geworfen werden. Der Finder wird durch den Text darauf aufmerksam gemacht, worum es sich handelt, und fügt zu dem Datum des Reiseanfanges und zu dem Abgangsort den Fundort und das Datum, an dem er die Flasche gefunden hat. Der einzelne Zettel, den der Seemann oder Passagier gelegentlich einem ungewissen Schicksal überläßt, will dabei nicht viel besagen; wenn aber im Laufe der Jahre Hunderte und viele Hunderte solcher Zettel gesammelt und nach bestimmten Gesichtspunkten bearbeitet werden, so bieten die Flaschenversuche ein nützliches Mittel zur Festlegung von Meeresströmungen dar, ganz besonders, wenn z. B. in enger umgrenzten Gewässern gleichzeitig große Mengen solcher Flaschenposten zu verschiedenen Jahreszeiten ausgesetzt werden. Fig. 34 bildet das Ergebnis einer größeren Zahl von Flaschenreisen ab, die durch das auf Veranlassung der deutschen Seewarte in Hamburg erfolgte Überbordwerfen solcher Seeposten zu stande gekommen sind, und zwar im Bereiche des Nordatlantischen Ozeans.

Der der Uhrzeigerbewegung entsprechende Kreislauf kommt deutlich heraus; die zwischen den Kanarischen und Kap Verdischen Inseln abgesandten Flaschenposten werden fast alle in West-

indien, die im Golfstrom ausgesetzten Posten an den europäischen Westküsten wieder gefunden. Fast eine volle Umkreisung des Ozeans hat eine Flasche ausgeführt, welche am 19. Mai 1887

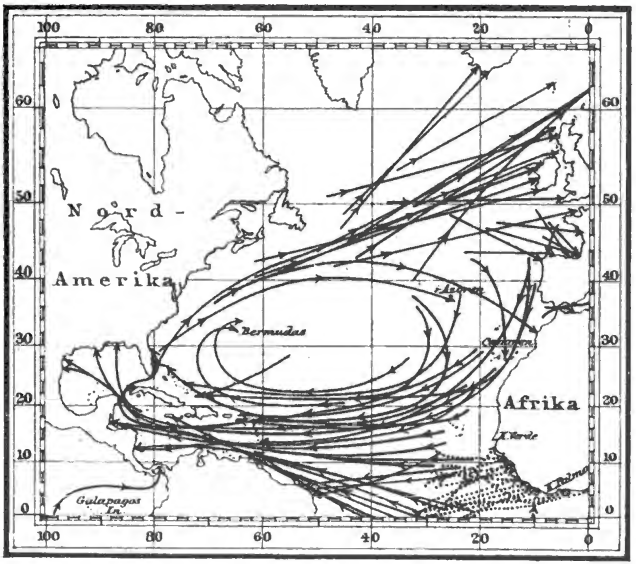


Fig. 31. Flaschenposten der Seewarte im Nordatlantischen Ozean.

150 Sm. im Südwesten von den Kap Verdischen Inseln ausgesetzt und nach 1033 Tagen (am 17. März 1890) an der Westküste Irlands gefunden worden ist: denn diese Flasche dürfte erst mit dem Nordäquatorialstrom nach Westindien und von da mit dem Golfstrom nach Nordosten geschwommen sein, was eine Gesamtentfernung von 7700 Sm. und eine tägliche Mindestbewegung von 7,5 Sm. bedeutet. — Man beachte auch das Hervortreten der Guineaströmung, welches durch die nach Osten an die Oberguinea-Küsten getriebenen Stromflaschen sehr deutlich markiert wird.

Als die längsten aller sicher beglaubigten Reisen von Treibkörpern müssen einige Flaschenreisen gelten, die in die höheren südlichen Breiten des Atlantischen und Indischen Ozeans fallen, und zwar in das Bereich jener schwachen Ostströmung, die daselbst rings um die ganze Erde zieht. 3 Stromflaschen, in der Nähe von Kap Horn ausgesetzt, sind nach $2^1/_2$ bis 3 Jahren in Australien am Strande aufgelesen worden, was bei rund 9000 Sm. oder 16 000 km Distanz einen mittleren Weg von 8—9 Sm. oder etwa 15 km pro Tag ergibt.

Aus den schnellen Äquatorialströmungen der Tropen kennt man Flaschenreisen von sehr bedeutender täglicher Geschwindigkeit, von 25 bis 29 Sm. pro Tag; es sind dies Werte, die, nach den Schiffsversetzungen zu schließen, ganz nahe an die wirklichen Geschwindigkeiten heranreichen. Hieraus und aus anderen Einzelheiten darf man schließen, daß auch die relativen Geschwindigkeitsunterschiede zwischen den einzelnen Strömungen ganz gut aus einem reichhaltigen Stromflaschen-Material sich ableiten lassen.

§ 28. Die Ursachen der Meeresströmungen.

I. Die Windtriften.

Schon bei der Beschreibung der Oberflächenbewegungen des Meeres (in § 26) ist mehrfach nebenbei die Äußerung erfolgt, daß durch die Winde die Meeresströmungen veranlaßt werden. In der Tat muß dieser Gedanke, welcher heutzutage nicht allein durch die tausendfältige Erfahrung der Seeleute, sondern auch durch mathematisch-physikalische Berechnungen als richtig erwiesen ist, als der Grundgedanke bei einer Erklärung der Strömungen festgehalten werden. Alle anderen, nachher noch zu erwähnenden Ursachen treten demgegenüber in den Hintergrund.

Der Wind reguliert sowohl nach Richtung wie nach

Geschwindigkeit den Strom; freilich kommt für die großen Meeresströmungen nicht die einzelne, lokal und zeitlich in großem Wechsel auftretende Luftströmung in Betracht — oder doch nur in sehr unbedeutendem Grade —, sondern vielmehr die großen Systeme der atmosphärischen Zirkulation, die uns die maritime Meteorologie kennen lehrt. Wer sich die kleine Mühe macht und unsere Kärtchen der Wasserbewegungen (Fig. 32. 33) mit einer Darstellung der ozeanischen Winde vergleicht, dem kann die weitgehende Übereinstimmung in der Richtung beider bewegter Medien nicht entgehen.

Kein Geringerer als Franklin hat bereits 1775 diesen Zusammenhang deutlich erkannt und betont, und fast genau hundert Jahre später (1878) hat der deutsche Geophysiker Zöppritz den analytischen Beweis für diese Anschauung geliefert.

Die theoretische Betrachtung geht von der Adhäsion, welche zwischen der untersten Luftschicht und der obersten Wasserschicht besteht, sowie von der inneren Reibung des Wassers aus, vermöge deren Bewegungen des Wassers von einer Schicht auf die andere übertragen werden können. Da, wo andauernde Winde in gleicher Richtung jahraus jahrein wehen, wie z. B. in den Passatgebieten, überträgt sich bis zu einem gewissen Prozentsatz die Luftgeschwindigkeit auf die Wasseroberfläche, und die Geschwindigkeit des Oberflächenwassers ihrerseits allmählich auf die tieferen Schichten. Bei einem nach Fläche und Tiefe unbegrenzten, idealen Ozean würde es nur eine Frage der Zeit sein, bis zu welcher Tiefe die von einem stetigen Windantrieb geschaffene Wasserbewegung sich fortpflanzt. Bei den Ozeanen der Erde ist aber zum mindesten die Tiefe sehr begrenzt; das Bodenwasser wird vermöge der Adhäsion am Meeresgrund nahezu haften und die Bewegung der nächst darüberliegenden

Schichten etwas hemmen, falls letztere der vollen Wirkung des von der Oberfläche kommenden Bewegungsantriebes folgen wollen. Kurz, es wird in den terrestrischen Meeresbecken nie die theoretisch mögliche Geschwindigkeit der Windbewegung auch dem Wasser zu teil werden; die Geschwindigkeit der Wasserströmungen wird immer erheblich geringer sein als diejenige der Luftströmungen, was die Erfahrung bestätigt.

Zöppritz gibt eine Integralformel[1], aus der man die Geschwindigkeit des Tiefenstromes berechnen kann, welche bei gegebener Oberflächengeschwindigkeit nach bestimmter Zeitdauer der Windwirkung vorhanden sein wird. Bis in der geringen Tiefe von nur 100 m die Hälfte der Oberflächengeschwindigkeit herrscht, dazu sind 239 Jahre notwendig; 41 Jahre lang muß der Windantrieb dauern, wenn man in derselben Tiefe $^1/_{10}$ der Oberflächengeschwindigkeit antreffen soll! In einem Ozean von 4000 m Tiefe würde der stationäre Zustand erst nach etwa 100 000 Jahren für die halbe Tiefe von 2000 m ungefähr erreicht sein, d. h. es würde dann ein längeres Andauern der beschleunigenden Wirkung der Windtrift und der verzögernden Wirkung der Bodenwasserschicht keine Änderung in den relativen Wassergeschwindigkeiten mehr hervorrufen.

Umgekehrt ist der interessante Schluß von Zöppritz lehrreich: wenn vor etwa 10 000 Jahren, also zu einer Zeit, von der uns jede historische Kunde fehlt, durch irgend ein kosmisches Ereignis das Gleichgewicht der Meere in so erheblicher Weise gestört worden wäre, daß daraus starke Strömungen entstanden wären, so würde der Einfluß der damaligen Bewegungen in dem jetzigen Stromsystem sicherlich noch nicht ganz verschwunden sein.

[1] In fast allen neueren Lehrbüchern der Geographie und Ozeanographie findet man an ihrer Stelle eine „vereinfachte", von Hoffmann herrührende Formel, welche aber falsch ist, da sie auf einer unstatthaften Verallgemeinerung eines Spezialfalles der allgemeinen Formel beruht. Für $^1/_{10}$ der Oberflächengeschwindigkeit in 100 m Tiefe ergibt z. B. die Hoffmannsche Formel nur 9,5 Jahre statt 41 Jahren.

Auch die Praxis lehrt durch tatsächliche Beobachtung in unwiderleglicher Weise das zwischen Wind und Strom bestehende Verhältnis von Ursache und Wirkung. Auf dem Feuerschiff „Adlergrund", welches zwischen Bornholm und Rügen verankert liegt, sind in 5 m Tiefe und an der Oberfläche lange Zeit hindurch die Strömungen gemessen und mit den Winden verglichen worden. Die Ergebnisse sind:

1. Bei beständigen Winden von Stärke 3 und mehr setzt die Strömung fast ohne Ausnahme mit dem Winde.

2. Tritt ein Wind auf, so macht sich sein Einfluß auf die Wasserbewegung selbst in 5 m Tiefe fast stets noch an demselben Tage fühlbar.

3. Es besteht eine Winkeldifferenz zwischen Strom und Wind, welche im Mittel für Adlergrund etwa $2\frac{1}{2}$ Kompaßstriche oder rund 25^0 beträgt, und zwar liegt diese Abweichung in der großen Mehrzahl der Fälle hier nach rechts, z. B. bei Westwind setzt der Strom nicht nach O, sondern nach SOz O $\frac{1}{2}$ O. Diese konstante Winkeldifferenz ist sicher eine Wirkung der Erdrotation, wovon nachher noch zu sprechen sein wird.

4. Die Geschwindigkeit der Strömung ist angenähert proportional der Windgeschwindigkeit; auch darauf wird noch zurückzukommen sein. —

Auf die Frage also: „Wodurch entstehen die großen, nach Westen setzenden Äquatorialströme?" antwortete man: „Durch die Passate, den NO- und den SO-Passat"; auf die Frage: „Wie kommt es, daß der Golfstrom bis herüber nach Europa gelangt?" antwortete man: „Die Westwinde der mittleren Breiten treiben sein warmes Wasser nach Osten und Nordosten" u. s. w.

Von Einwürfen gegen diese „Windtheorie" verdient nur Ferrels Erwägung Beachtung, welcher darauf hinwies, daß die lebendige Kraft oder das dem Wasser innewohnende Bewegungsmoment ungleich größer ist als das der Luft. Wie soll das leichte Medium, die Luft, das schwere Wasser in Bewegung setzen? Besitzt doch bei gleicher Geschwindigkeit 1 Raumeinheit Wasser am Äquator dieselbe lebendige Kraft wie 776 Raumeinheiten Luft. Hiergegen ist aber mit Hann zu bemerken, daß erstens die tatsächlichen Geschwindigkeiten ganz verschieden sind, indem dem Wasser nur etwa $^1/_8$ bis $^1/_{10}$ der Luftgeschwindigkeit zukommt. Daher verhalten sich die tatsächlichen Bewegungsmomente, wenn wir beispielsweise etwa 4 m pro Sekunde Luftgeschwindigkeit und 0,5 m pro Sekunde Wassergeschwindigkeit ansetzen, für ein gleiches Volumen wie $\frac{1}{0{,}5^2} : \frac{776}{4^2}$ oder wie 1:120. In zweiter Linie ist aber der Faktor „Zeit" nicht zu vergessen. Wenn nur die Dauer der Windwirkung eine genügend große ist, so vermag die bewegte Luft sehr wohl das Wasser bis in große Tiefen hin vorwärts zu treiben. „Der jetzige Bewegungszustand der Ozeane ist der Summationseffekt der Arbeit, welche die Winde seit unzähligen Jahrtausenden geleistet haben. Sobald einmal, wie dies jetzt der Fall ist, der stationäre Bewegungszustand, welcher der mittleren Geschwindigkeit der Winde entspricht, im Meere erreicht worden ist, haben dieselben nur den fortwährenden, aber geringen Bewegungsverlust des Wassers durch die Reibung zu ersetzen, eine Leistung, welche den Winden unzweifelhaft zugeschrieben werden darf."

II. Landeinfluß. Ersatztriften. Einfluß der Erdrotation.

Durch ein eingehendes Studium der Stromverhältnisse gelangt man zu der Überzeugung, daß zwar die Hauptursache in dem Antrieb seitens der Winde gegeben

ist, daß jedoch zahlreiche andere Faktoren sekundärer Bedeutung mitwirken oder modifizierend eingreifen. Leicht ersichtlich ist die Beeinflussung der Strömungen durch die Gestalt der Küsten. Es kommt vor, daß Meeresströmungen sozusagen in eine enge Gasse geraten; ihr Querschnitt verengt sich, und es wird dann das, was an Breite und vielleicht auch Tiefe verloren geht, durch vermehrte Schnelligkeit eingebracht, so daß in der Zeiteinheit doch das gleiche Wasservolumen befördert wird, wie im Strome des offenen Meeres. Beispiele dafür sind der Golfstrom in den Engen von Bemini (Florida), der Nordäquatorialstrom am Außenrande der kleinen Antillen, der Südäquatorialstrom zwischen Neu-Guinea und dem Bismarck-Archipel u. s. f. Überhaupt ist eine der häufigsten Erscheinungen die Schnelligkeitsvermehrung an derjenigen Stromkante, die an das Land anstößt, so z. B. im Agulhasstrom an dessen rechter Kante, in den Monsuntriften an der Somalikiiste, an Ceylons Südküste und an der Cochinchinaküste. Auch eine Teilung der Strömung kann durch Land bewirkt werden; das hervorragendste Beispiel hierfür ist die in der Nähe von Kap San Roque erfolgende Spaltung des atlantischen Südäquatorialstromes in zwei Hälften, von denen die eine nach NW zum Golfstromgebiet sich wendet, die andere nach SW fließend zum Brasilienstrom wird.

Schon durch diesen Einfluß der Küstengestaltung gelangen unter Umständen die ursprünglich unter unmittelbarer Windwirkung entstandenen Windtriften (d. h. also die „gezwungenen" Strömungen) aus dem Bereich der für sie zunächst bedeutsamen meteorologischen Verhältnisse heraus und strömen als „freie" Strömungen nach Meeres-

gegenden, deren Winde vielleicht nicht mit der Richtung der Wasserbewegung übereinstimmen. In ähnlicher Weise also, wie bei den Wellenformen die Windseen als „gezwungene", die Dünungen als „freie" Wellen zu gelten haben, unterscheiden wir auch zwischen „gezwungenen" und „freien" Wassertransporten. Die „freien" Strömungen treten am häufigsten als sogenannte Ersatz- oder Kompensationstriften auf.

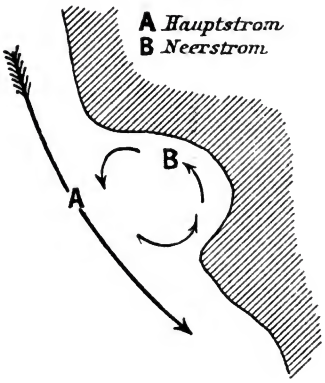


Fig. 35.

Nächst der Windtheorie muß nämlich als fruchtbarster Gedanke bei der Erklärung der großen Meereszirkulation die Erwägung Platz finden, daß gemäß der Kontinuitätsbedingung jede beliebig große Wassermenge, welche von irgend einer Stelle weggeführt wird, wieder ersetzt werden muß, sei es durch Zufluß an der Oberfläche oder aus der Tiefe. Jede Wasserbewegung ruft ihrerseits wieder Wasserbewegungen hervor.

Die großen nach Westen gerichteten Äquatorialbewegungen

der Tropenzone können nur bestehen, wenn ihnen immer wieder Ersatz zugeführt wird: die Kanarische und die Benguela-Strömung sind daher vorzugsweise Kompensationsbewegungen; sie würden wahrscheinlich auch vorhanden sein, wenn in ihrem Gebiet die Nord- und Südwinde, welche die Triebkraft zunächst hergeben, nicht vorherrschend wären. Die eigenartigen äquatorialen Gegenströmungen, z. B. der Guineastrom, sind ebenfalls zu einem erheblichen Teile durch das Bedürfnis der Kompensation verursacht, wenn auch die Westmonsune ihrem Verlaufe eine wesentliche Förderung angedeihen lassen und im einzelnen ihre Ausdehnung bestimmen mögen.

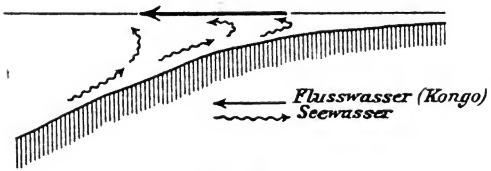


Fig. 36.

Im kleinen nennt man solche Ersatzbewegungen auch Reaktionsströme oder Neere; eine im Vergleich mit dem Hauptstrome rückläufige Richtung charakterisiert sie, und zwar können außer horizontalen Reaktionsbewegungen auch vertikale auftreten. In Fig. 35 sei A die Richtung einer Hauptströmung, welche an einer Küste entlang zieht; in der Einbuchtung der letzteren bei B wird eine rückläufige Gegenströmung (Neer) auftreten. Fig. 36 stelle einen senkrechten Schnitt in der Ausmündung des Kongo-Stromes dar; obenauf fließt in dünner Schicht das süße, schmutzig-gelbe Kongo-Wasser seewärts, unten aber wird gerade durch diese Abflußbewegung das schwere, grünliche Meerwasser in die Flußmündung hineingesogen, und es kommt bis nahe an die Oberfläche heran, selbst in ziemlich weit stromaufwärts gelegenen Teilen des unteren Kongo.

Weitere Eigenheiten der Meeresströmungen können

in der Rotation der Erde um ihre Achse begründet sein. Im Gegensatz zu einer immer wieder auftretenden, anders lautenden Behauptung besteht die Tatsache, daß die Erdumdrehung als solche keinerlei Wasserbewegung hervorrufen kann; es ist eine gänzlich unphysikalische und unmögliche Vorstellung, daß eine Meeresströmung durch die Erdrotation eingeleitet, verursacht werde. Es ist dies ebenso falsch, wie es falsch ist, die Winde oder Luftströmungen auf die Erdrotation als Ursache zurückzuführen. Die Atmosphäre sowohl wie der Ozean sind integrierende Bestandteile der Erde als eines Himmelskörpers, und bleiben, abgesehen von der Überführung ihrer äußeren, ursprünglich kugelförmigen Gestalt zu einem Rotationsellipsoid, gänzlich unbeeinflußt, einerlei, ob die Erde sich dreht oder nicht; sie nehmen mit fast derselben Winkelgeschwindigkeit wie der feste Erdkern an der Erddrehung teil. Dagegen ist ebenso unzweifelhaft, daß die Meeresströmungen, wie auch jede andere auf der Erdoberfläche unter irgend einem Azimut oder Winkel zum Meridian bereits vorhandene Bewegung, eine Ablenkung erfahren, die von dem Sinus der geographischen Breite und von der Schnelligkeit der bewegten Masse abhängt, am Äquator also gleich Null wird.

Bezeichnet v die Eigengeschwindigkeit der Meeresströmung, die z. B. 0,5 m pro Sek. betragen mag, ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde pro Sek. $= \frac{2\pi}{86164} = 0{,}00007292$, φ die geographische Breite, so beträgt die ablenkende Kraft der Erddrehung auf 45° Breite pro Sekunde in unserem Beispiel

$$2\,v\,.\,\omega\,.\,\sin\varphi = 0{,}00005156 \text{ m}.$$

Auf der Nordhalbkugel erfolgen alle Ablenkungen, wenn man

in der Richtung der gegebenen Bewegung schaut, nach rechts davon, auf der südlichen Halbkugel nach links; und zwar ist die lineare Ablenkung aus der geradlinigen Bahn pro Seemeile Abstand (1852 m) wieder für 0,5 m pro Sek. Geschwindigkeit berechnet worden für

5° Breite = 43,6 m,
30° Breite = 250,0 m,
50° Breite = 383,0 m,
70° Breite = 470,0 m.

Schon oben S. 147 wurde an den Beobachtungen bei dem Feuerschiff „Adlergrund" der Einfluß der Erddrehung auf die Richtung der Meeresströmungen nachgewiesen. Im übrigen ist es schwer, einzelne Besonderheiten der Stromrichtungen eindeutig auf die Erddrehung zurückzuführen; aber es wird richtig sein, daß die Ausbildung der großen Stromringe (mit dem Uhrzeiger auf Nord-Breite, gegen den Uhrzeiger auf Süd-Breite) in nicht unwesentlichem Grade durch die Erdrotation unterstützt wird.

III. Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede

sind gegebenen Falles auch im stande, Strömungen zu verursachen, aber erstens nur indirekt, indem sie das spezifische Gewicht oder die Dichte des Seewassers bedingen, und zweitens nur in lokaler, eng begrenzter Weise, meist nur in Meeresstraßen. In allen Fällen handelt es sich dabei um Ausgleichsbewegungen derart, daß einem Oberflächenstrom von bestimmter Richtung ein Tiefenstrom mit genau entgegengesetzter Richtung gegenübersteht, z. B. in folgender Weise:

Zwei große Meeresbecken seien durch eine enge Straße von erheblicher Tiefe verbunden; in dem einen Meeresbecken herrsche warmes oder schwachsalziges Wasser vor, Wasser jedenfalls von einem relativ geringen spezifischen Gewicht, in dem anderen Meere sei das Wasser starksalzig, vielleicht kalt, jeden-

falls sei es relativ schwer: dann muß eine Druckdifferenz zwischen beiden Meeren für gleiche Tiefe bestehen und eine Ausgleichsbewegung derart eintreten, daß in der Tiefe das schwere Wasser nach dem Becken mit leichtem Wasser, an der Oberfläche das leichtere Wasser nach dem Becken mit schwerem Wasser hinfließt[1], während in einer je nach den verschiedenen Dichten in verschiedener Tiefe liegenden Mittelschicht keine Bewegung stattfindet. In dieser Weise kommen die Ober- und Unterströme zu stande, welche in den dänischen Sunden die starksalzige Nordsee mit der schwachsalzigen Ostsee verbinden; nur sind diese Dichteausgleiche hier sehr häufig durch die übermächtige Einwirkung von Windtriften verdeckt. Auch im Bosporus vollzieht sich derselbe Austausch zwischen dem infolge Süßwasserzuflüssen und Niederschlägen schwachsalzigen Schwarzen Meer und dem durch Verdunstung und Niederschlagsmangel starksalzigen Mittelmeer. Dieselbe Situation liegt vor in der Gibraltar-Straße und in der Bab el Mandeb-Straße, und überall in diesen Meeresgassen gelingt meist der interessante Versuch, daß man eine Boje, welche an einem bis in den Unterstrom hinabreichenden Stromkreuz[2] befestigt ist, in einer der Oberflächenströmung entgegengesetzten Richtung sich fortbewegen läßt. Die Grenzschicht zwischen Ober- und Unterstrom liegt in den beiden letztgenannten Meeresengen in einer je nach Örtlichkeit und Stromgeschwindigkeit wechselnden Tiefe von 100 bis 180 m.

So sicher Dichteunterschiede Wasserversetzungen lokaler Art im Gefolge haben können, ebenso sicher ist doch ihr Einfluß auf die großen ozeanischen Strömungen fast ganz unbedeutend. Zwar lautet eine der landläufigsten Behauptungen, welche noch heute in angesehenen Lehrbüchern der Physik u. a. a. O. zu finden ist, daß die Meeres-

[1] Siehe die Fig. 20 auf S. 91 in Sammlung Göschen 26 (E. Günther, phys. Geographie, 2. Aufl.).

[2] d. s. zwei rechtwinklig sich durchdringende Segeltuchflächen oder Blechscheiben, in welche der Strom eingreift.

strömungen durch die Temperaturdifferenzen zwischen Pol und Äquator entstehen sollen, aber der Beweis dafür fehlt. Denn erstens sind die Unterschiede in den verschiedenen Dichten, d. h. in den durch die kombinierte Wirkung von Salzgehalt und Temperatur bedingten spezifischen Gewichten des Meerwassers, zu geringfügig, zweitens die Entfernungen zu gewaltig, um ein nennenswertes Gefäll für Ausgleichsbewegungen zu ergeben. Die Druckdifferenz, die hierbei zwischen Pol, bezw. Polarkreis und Äquator in Frage kommt, ist schon oben in § 11, S. 59 berechnet worden und hat ein Gefälle von nur etwa 1 : 3 Millionen ergeben, was viel zu gering ist, um irgend eine wahrnehmbare Bewegung hervorzurufen.

Es muß eben, wenn wir alle möglichen und tatsächlichen Ursachen zusammennehmen, dabei bleiben, daß die großen Systeme der Luftströmungen die vornehmste und die Grundursache für alle großen Meeresströmungen bilden.

§ 29. Die geophysische Bedeutung der Meeresströmungen ist im allgemeinen weniger hoch einzuschätzen als es meist geschieht. In morphologischer Hinsicht hat man früher sich oft abenteuerliche Vorstellungen von dem mechanischen Effekt des fließenden Wassers der Ozeane gemacht, indem man meinte, daß durch dasselbe ganze Meeresstraßen, wie die von Gibraltar, von Dover, ja die Gassen zwischen den Antillen-Inseln geschaffen sein könnten. Dies ist, in dem Umfange wenigstens, sicherlich unzutreffend, obschon man jede erodierende, d. h. abtragende und modellierende Wirkung nicht zu leugnen braucht. Wir wissen jetzt aber, daß nicht sowohl die Meeresströmung als viel-

mehr die Meeresbrandung, der Seegang (§ 20), im Laufe der Jahrhunderte und Jahrtausende eine ganz gewaltige „abrodierende", d. h. abnagende Tätigkeit entfalten kann und tatsächlich entfaltet.

Die Meeresströmungen sind dagegen in dem Sinne tätig, daß sie die von der Brandung losgelösten gröberen und feinen Sinkstoffe verfrachten, sie bereiten das Material anderwärts wieder auf, indem es nach bestimmter Zeit — je nach der Korngröße — niedersinkt. Die allen Wasserbautechnikern, speziell den Hafenbaumeistern, bekannten Versandungen mancher Meeresstellen hängen mit Küstenströmungen zusammen; meist handelt es sich um ganz kleine Gebiete, aber manchmal dürften auch sehr ausgedehnte Strecken davon betroffen werden. Man geht z. B. wohl nicht fehl, wenn man die breite Flachseezone, die der Küste von Guiana vorgelegt ist, zu einem guten Teil durch die Sedimente des Amazonas sich entstanden denkt, weil die sehr schnelle Südäquatorialströmung das Amazonas-Wasser nach Nordwesten fortführt; werden doch die pro Stunde verfrachteten Schlammstoffe des Amazonas auf 80 Millionen Kilogramm oder mehr als 1½ Millionen Zentner veranschlagt! —

Ungleich weitgreifender ist die Bedeutung der Meeresströmungen in klimatischer Hinsicht. Daß eine warme oder kalte Strömung einen entsprechenden Einfluß auf das Klima der von ihr bespülten festen Länder, insonderheit des Küstengürtels, hat, erscheint so selbstverständlich, daß man nur selten die genaue und richtige Antwort hört, auf welchem Wege dieser Einfluß wirklich zu stande kommt. Die Strömungen sind nur dann von klimatischer Bedeutung für das feste Land, wenn die warme, bezw.

kalte Luft, die über der betreffenden Strömung lagert und in ihrem Gefolge zieht, auch wirklich in das Land hineingeführt wird.

Die viel gerühmte und in der Tat für Europa unschätzbare Golfströmung[1] würde uns gar nichts nützen, wenn nicht zugleich die in unseren Breiten vorherrschenden SW- und W-Winde die warme Golfstromluft in das westliche Europa hineintrügen. Der beste Beweis dafür ist die Ostküste der Vereinigten Staaten von Nordamerika im Winter; der nahe vorbeifließende Golfstrom vermag den selbst in den Südstaaten sehr strengen Winter gar nicht zu mildern, weil die Richtung der vorwiegenden Winde aus dem Lande heraus (NW) ist. Die Westküste Norwegens würde, wenn sie statt der Westwinde vorherrschend Ostwinde hätte, an dem eiskalten schwedisch-russischen Winter teilhaben; zugleich würde eben infolge dieser Ostwinde der Golfstrom wahrscheinlich sich etwas von der Küste entfernen, entsprechend den Verhältnissen an der amerikanischen Ostküste. Christiania hat, weil es tiefer im skandinavischen Festlande liegt und deshalb an dem Klima Schwedens teilnimmt, einen meist strengen Winter mit Eis und Schnee; in Bergen dagegen ist trotz der nördlicheren Lage im Winter das Wetter meist regnerisch, windig, trübe und mild, weil die Westwinde die Golfstromluft heranbringen.

Andererseits kann an einer Küste eine kalte Strömung entlangziehen, ohne das Klima zu beeinflussen, solange nur die Winde aus dem Lande herauswehen und der kühlen Meeresluft der Zutritt zum festen Lande damit

[1] Vergl. hierzu S. 131—132.

verwehrt wird. Allerdings hat der ablandige Wind meist die Folge, daß in der oben S. 73 geschilderten Art und Weise kaltes Tiefenwasser bis an die Meeresoberfläche aufsteigt, und dann tritt doch eine beträchtliche Erniedrigung der Temperaturen der Luft an der Küste ein, zugleich auch meist Nebel, verbunden mit Regenarmut: so liegen die Verhältnisse an der Küste von Deutsch-Südwestafrika und an anderen oben S. 72 genannten Küsten. An dem schlechten Klima ist in diesen Fällen aber nicht die kühle Meeresströmung schuld, welche im Vergleich zu dem Tiefenwasser warm genannt werden muß. Man darf eben nie vergessen, daß es bei der Bezeichnung „kalte" oder „warme" Strömung um Relativbezeichnung sich handelt.

Von diesem Gesichtspunkte aus wird auch die Unausführbarkeit, ja man darf sagen Torheit eines Vorschlages klar, der vor einigen Jahren ganz ernsthaft in russischen Fachzeitschriften erörtert worden ist. Bekannt ist die Ungunst des Klimas von Wladiwostok, dem großen russischen Kriegshafen in Ostasien; von Weihnachten bis Mitte April ist der Hafen fest zugefroren und unzugänglich. Man meinte nun, die Verhältnisse zu bessern, wenn es gelänge, die kalte Strömung, die an der gesamten Westküste des Japanischen Meeres südwärts zieht, von dem Eintritte in den Hafen abzuhalten! Man bedachte dabei nicht, daß der äußerst strenge Winter von Wladiwostok lediglich eine Folge des sibirischen Klimas ist, indem die NW-Winde die eisigkalte Luft Sibiriens nach dem Hafen hinführen; man vergaß zweitens, daß im Gegenteil die Hineinführung der „kalten" Strömung — wenn sie möglich wäre, was natürlich nicht der Fall ist — eine Erwärmung bedeuten würde, da diese Strömung auch im Winter immerhin noch eine Wassertemperatur von + 1° bis + 3° C. besitzt.

Die angeführten Beispiele lehren zur Genüge, daß man bei der Frage nach dem klimatischen Einflusse von Meeresströmungen immer den einzelnen Fall näher untersuchen muß, weil die Strömungen eine ihrem eigenen thermischen Charakter entsprechende Wirkung auf ein Küstengebiet nicht unter allen Umständen ausüben können.

Namen- und Sachregister.

Vergleiche auch Inhaltsverzeichnis. Die Zahlen beziehen sich auf die Seiten.

Absorption des Lichtes im Meere 68
Adhäsion zwischen Wasser und Luft 145
„Adlergrund"-Beobachtungen 147
Ägäisches Meer 19
Agassiz 10
Aqulbasstrom 135
Airy 107
„Albatroß"-Expedition 10
Anstau 73
Äquatorialgegenströmung 133
Äquatorialströmung 130
Aräometer 46
Archimedes 46
Areal der Meeresräume 33
Astronomisches Besteck 127
Atlantischer Ozean 18
Atmosphärische Luft im Meerwasser 60
Attraktion der Kontinente auf das Meer 33

Bänke, Böschungswinkel 26
„ Tiefen 25
Benguelastrom 135
Berings-Meer 22
Bernacchi 98
Besteckdifferenzen 128
Binnenmeere, Temp. der Tiefen der 85
„Blake"-Expeditionen 10
Bodenströmung 84
Borchgrevink 98
bore 126
Böschungswinkel der Tiefseebecken 29
Brandung 104
Brasilienströmung 134
„Brave" Westwinde 135
Brooke 8, 14

„Challenger" - Expedition 10
Chamisso 7
Chemische Zusammensetzung des Meerwassers 43
Chlortitrierung 45
Chun 11
Cook 7

Dampfen der See 74
Darwin 7
Diatomeen-Schlamm 24
Dichte des Meerwassers 53
Dünung 104
Durchsichtigkeit des Meeres 65

Ebbe (und Flut) 108
Ebbestrom 119
Edwards (Milne) 9
Ehrenberg 9
Einteilung der Meeresräume 35
Eisberge 94
Eismauer, antarktische 96
Eismeere, Temp. und Salzgehalt 90
Eismeere, Tiefen 23
Eisverhältnisse 92
Eiszeit 34
Ekman 11 [124
Elbe, Gezeitenströmung
Englischer Kanal, Gezeitenströmung 123
Erdbebenflutwellen 106
Ersatztriften 150
Europäisches Nordmeer 31
Explosionswellen 106

Faden, englischer 12
Falklandströmung 134
Farbe des Meeres 65
Feldeis 93
Ferrel 148
Fischgründe 28
Fitzroy 7
Flaschenposten 129, 142
Flußwasser (und Salzgehalt des Meeres) 50
Flußwasser, Gehalt an Salzen 43
Flut (und Ebbe) 108
Flutbrandung 125
Flutgröße 121
Fluthöhe 109, 121
Fluthub 109, 121
Flutstrom 119
Flutstunden 122
Flutwelle 118
Forster 7
„Fram"-Expedition 90, 93 132
Franklin 145

Gasgehalt des Meerwassers 60
„Gazelle"-Expedition 10
Gefrierpunkt des Meerwassers 56
Gegenströmung im Atlant. Ozean 133
Gegenströmung im Indisch. Ozean 136
Gegenströmung im Stillen Ozean 139
Gegißtes Besteck 128
Gelbes Meer 22
Geophysische Bedeutung der Strömungen 155
Gettysburg-Bank 25
Gezeiten 108
Gezeitenströmungen 117, 123
Gezeitentafeln 120
Gezeitenwellen 114

Globigerinen-Schlamm 24
Golfſtrömung 131
„ , klimatiſcher Einfluß der 157
Graben (Bodenform) 21
Grönlandſtrömung 132
Guineaſtrömung 133

Hafenzeit 120
Handlote 12
„Hanſa"-Untergang 93
Henſen 11
Hjort 10
Hochſeefiſcherei 27
Hochwaſſer 110, 119
Hochwaſſerzeiten 120
Huxley 9
Hydrodynamiſche Theorie der Gezeiten 114
Hydroſtatiſche Theorie der Gezeiten 109

Jährliche Temp.-Schwankung des Meerwaſſers 71
Japaniſches Meer 22
Indiſche Gegenſtrömung 136
Indiſcher Ozean, Bodengeſtalt 20
Indiſcher Ozean, größte Tiefe 20
Iſobathen 16
Iſothermobathen 82

Kalema 106
Kanariſche Strömung 133
Karibiſches Meer 18
Kentern der Stromrichtung 118
Klimatiſcher Einfluß der Strömungen 156
Knudſen 16
Kohlenſäure im Meerwaſſer 61
Kompenſationstriften 150
Kompreſſibilitätskoeffizient 58
Kontinentalſtufe 26
Kotzebue 7
Kuro-ſhiwo 137
Kurve, hypſo-bathygraphiſche 30
Labradorſtrom 132
„Lightning"-Expedition 10
Lotröhren 13
Lutſch 11

Mascaret 126
Maury 8
Meeresboden, Beſchaffenheit 23
Meeresboden, Neigung 24
Meeresniveau 30
Meeresſtrömungen 126
„ , Urſache der 144
Meerwaſſer, Menge des 40
„ , alkaliſch 44, 60
Meerwaſſereis 92
Mittelmeere 37
Mittelmeer, Salzgehalt 51
„ Tiefen 19
Mittelwaſſer 30
Mohn 10
Monſunſtrömungen 136
Murray 10

Nanſen 93, 132
„National"-Expedition 11
Natterer 64
Nebel über dem Meere 74
Nebenmeere, Temp. der Tiefen 85
Neere 150
Niedrigwaſſer 110, 119
Niptiden 109
Niveauſchwankungen 34
Nordſee, Salzgehalt der 51
Normal-Null (N. N.) 32

Ochotskiſches Meer, Tiefe 22
Orbitalbewegung 99
Oſtſee, Salzgehalt der 51
Ozeane, Areal der 39
„ Bodengeſtaltung der 16

Packeis 93
Patentlot Thomſons 15
Petterſſon 11
Plankton 57, 62
„Porcupine"-Expedition 10
„Pteropoden"-Schlamm 24

„Radiolarien"-Schlamm 24

Randmeere 37
Reaktionsſtröme 150
Reflexion des Lichtes im Meere 68
Roller 105
Roß, James 96
Rotation der Erde und die Strömungen 151
Rotes Meer, Salzgehalt 52

Säkulare Verſchiebung des Bodenwaſſers 84
Salzgehalt 42, 44
Salzgehalt, geogr. Verteilung 48
Salzgehalt und Heringsfiſcherei 54
Salzgehalt in den Polarmeeren 55
Salzgehalt in d. Tiefſee 52
Salzgehalts-Unterſchiede und Strömungen 153
Sargaſſo-See 141
Sauerſtoff im Meerwaſſer 60
Schleinitz, F. von 10
Schütt 67
Schwarzes Meer, Salzgehalt 51
Schwarzes Meer, Schwefelwaſſerſtoff 64
Schwarzes Meer, Tiefen 19
Schwarzes Meer, Tiefſeetemp. 89
Schwefelwaſſerſtoff im Meere 64
Schwerkraftsunterſchiede auf See und Land 33
Sedimente, pelagiſche 24
„ terrigene 24
Seebebenwellen 106
Segelanweiſungen 9
Seine-Bank 25
Sichttiefen 66
Sinkgewichte für Lotungen 13
Spezifiſches Gewicht des Meerwaſſers 45, 46
Spezifiſche Wärme des Meerwaſſers 69
Springtiden 109
Sprungſchicht 81
Sprungwelle 125
Stahldraht zum Tiefenmeſſen 13
Stickſtoff im Meerwaſſer 60

Stiller Ozean, Tiefen 21
Strömungen, Beobachtungsmethoden 126
Strömungen, Richtungsbezeichnung 129
Strömungen, freie 149
„ , gezwungene 149
Strömungen der Oberfläche 126
Strömungen der Tiefe 82
Südäquatorialströmung 139
Süßwassereis im Meere 94
„ und Meeressalzgehalt 50

Tägliche Temp.-Schwankung 70
Taube Tiden 109
Teilung von Strömungen 149
Temperatur, Abnahme mit der Tiefe 78
Temperat. d. Oberfläche 69
Temperatur der Tiefen 74
Temperatur-Unterschiede und Meeresströme 153
Thomson 15
tides 108
Tiefe, größte aller Meere 22
Tiefenmessung 12
Tiefseebecken 18
„ böschungswinkel 29
„ Expeditionen 10
„ forschung 8
„ lot 14
„ lotung 13
„ strömungen 82
„ thermometer 75
„ wasserschöpfer 46
Treibprodukte des Meeres 140

Ungleichheit, halbmonatliche 109
Ungleichheit, parallaktische 113
Ungleichheit, tägliche 109
Unterströme in Meerengen u. s. w. 154

„Valdivia"-Expedition 11, 90, 96, 97
Versetzungen 127

Wärmekapazität des Wassers 69
Wärmeleitung, direkte 80
„ , konvektive 81
Wärmeverteilung i. Meere 69
Weber 11
Wellen, freie 101
„ , gezwungene 99
Windseen 99
Windtheorie der Strömungen 145
Windtriften 144

Zöppritz 145
Zusammendrückbarkeit des Meerwassers 58

Sammlung Göschen

Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Pflanzenreich, Das. Einteilung des gesamten Pflanzenreichs mit den wichtigsten und bekanntesten Arten von Dr. F. Reinecke in Breslau und Dr. W. Migula, Professor an der Techn. Hochschule Karlsruhe. Mit 50 Fig. Nr. 122.

Pflanzenwelt, Die, der Gewässer von Dr. W. Migula, Professor an der Techn. Hochschule Karlsruhe. Mit 50 Abbild. Nr. 158.

Philosophie, Einführung in die. Psychologie u. Logik zur Einführung in die Philosophie v. Dr. Th. Elsenhans. Mit 13 Fig. Nr. 14.

Photographie. Von Prof. H. Keßler, Fachlehrer an der k. k. Graph. Lehr- u. Versuchsanstalt in Wien. Mit 4 Taf. und 52 Abbild. Nr. 94.

Physik, Theoretische, I. Teil: Mechanik und Akustik. Von Dr. Gustav Jäger, Prof. an der Universität Wien. Mit 19 Abbild. Nr. 76.

— — II. Teil: Licht und Wärme. Von Dr. Gustav Jäger, Professor an der Universität Wien. Mit 47 Abbild. Nr. 77.

— — III. Teil: Elektrizität und Magnetismus. Von Dr. Gustav Jäger, Prof. an der Universität Wien. Mit 33 Abbild. Nr. 78.

Physikalische Formelsammlung v. G. Mahler, Prof. am Gymnas. in Ulm. Nr. 136.

Plastik, Die, des Abendlandes von Dr. Hans Stegmann, Konservator am Germ. Nationalmuseum zu Nürnberg. Mit 23 Taf. Nr. 116.

Poetik, Deutsche, von Dr. Karl Borinski, Dozent an der Universf. München. Nr. 40.

Psychologie und Logik zur Einführung in die Philosophie v. Dr. Th. Elsenhans. Mit 13 Fig. Nr. 14.

Psychophysik, Grundriß der, von Dr. G. F. Lipps in Leipzig. Mit 3 Figuren. Nr. 98.

Rechnen, Kaufmännisches, von Richard Just, Oberlehrer an der Öffentl. Handelslehranstalt der Dresdener Kaufmannschaft. I. II. Nr. 139. 140.

Redelehre, Deutsche, v. Hans Probst, Gymnasiallehrer in München. Mit 1 Tafel. Nr. 61.

Religionsgeschichte, Indische, von Professor Dr. Edmund Hardy in Würzburg. Nr. 83.

— — siehe auch: Buddha.

Russisch-Deutsches Gesprächsbuch von Dr. Erich Berneker, Prof. an der Universität Prag. Nr. 68.

Russisches Lesebuch mit Glossar von Dr. Erich Berneker, Professor an der Universität Prag. Nr. 67.

— — siehe auch: Grammatik.

Sachs, Hans, und Johann Fischart nebst einem Anhang: Brant und Hutten. Ausgewählt und erläutert von Prof. Dr. Jul. Sahr. Nr. 24.

Schmarotzer und Schmarotzertum in d. Tierwelt. Erste Einführung in die tierische Schmarotzerkunde von Dr. Franz v. Wagner, a. o. Prof. an der Universität Gießen. Mit 67 Abbildungen. Nr. 151.

Schulpraxis. Methodik der Volksschule von Dr. R. Seyfert, Schuldirektor in Olsnitz i. V. Nr. 50.

Simplicius Simplicissimus von Hans Jakob Christoffel v. Grimmelshausen. In Auswahl herausgegeben von Professor Dr. F. Bobertag, Dozent an der Universität Breslau. Nr. 138.

Sociologie von Prof. Dr. Thomas Achelis in Bremen. Nr. 101.

Sprachdenkmäler, Gotische, mit Grammatik, Übersetzung u. Erläuterungen von Dr. Hermann Jantzen in Breslau. Nr. 79.

Sprachwissenschaft, Indogermanische, von Dr. R. Meringer, Prof. an der Universität Graz. Mit 1 Tafel. Nr. 59.

— **Romanische,** v. Dr. Adolf Zauner, k. k. Realschulprofessor in Wien. Nr. 128.

Stammeskunde, Deutsche, von Dr. Rudolf Much, Privatdozent an der Universität Wien. Mit 2 Karten und 2 Tafeln. Nr. 126.

Sammlung Göschen

Je in elegantem Leinwandband **80 Pf.**

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

Stenographie. Lehrbuch d. Vereinfachten Deutschen Stenographie (Einigungssystem Stolze-Schrey) nebst Schlüssel, Lesestücken und einem Anhang von Dr. Amsel, Oberlehrer d. Kadettenhauses in Oranienstein. Nr. 86.

Stereometrie von Dr. R. Glaser in Stuttgart. Mit 44 Fig. Nr. 97.

Stilkunde von Karl Otto Hartmann, Gewerbeschulvorstand in Lahr. Mit 12 Vollbildern und 179 Textillustrationen. Nr. 80.

Technologie, Allgemeine chemische, von Dr. Gustav Rauter in Charlottenburg. Nr. 113.

Telegraphie, Die elektrische, von Dr. Ludwig Rellstab. Mit 19 Fig. Nr. 172.

Tierbiologie I: Entstehung und Weiterbildung der Tierwelt, Beziehungen zur organischen Natur von Dr. Heinrich Simroth, Prof. an der Universität Leipzig. Mit 33 Abbild. Nr. 131.

— **II:** Beziehungen der Tiere zur organischen Natur v. Dr. Heinrich Simroth, Professor an der Universität Leipzig. Mit 35 Abbild. Nr. 132.

Tierkunde von Dr. Franz v. Wagner, Prof. an der Universität Gießen. Mit 78 Abbild. Nr. 60.

Trigonometrie, Ebene u. sphärische, von Dr. Gerh. Hessenberg in Charlottenburg. Mit 69 ein- und zweifarbigen Figuren. Nr. 99.

Unterrichtswesen, Das öffentliche, Deutschlands in der Gegenwart v. Dr. Paul Stötzner, Gymnasialoberlehrer in Zwickau. Nr. 130.

Urgeschichte der Menschheit v. Dr. Moritz Hoernes, Professor an der Universität u. Custosadjunkt am k. k. naturhist. Hofmuseum in Wien. Mit 48 Abbild. Nr. 42.

Völkerkunde v. Dr. Michael Haberlandt, k. k. Custos des ethnograph. Sammlung des naturhist. Hofmuseums und Privatdozent an der Universität Wien. Mit 56 Abbild. Nr. 73.

Volkslied, Das deutsche, ausgewählt und erläutert von Professor Dr. Jul. Sahr. Nr. 25.

Volkswirtschaftslehre von Dr. Carl Johs. Fuchs, Professor an der Universität Freiburg i. B. Nr. 133.

Waltharilied, Das, im Versmaße der Urschrift übersetzt u. erläutert von Professor Dr. H. Althof, Oberlehrer am Realgymnasium in Weimar. Nr. 46.

Walther von der Vogelweide mit Auswahl aus Minnesang und Spruchdichtung. Mit Anmerkungen und einem Wörterbuch v. Otto Güntter, Prof. a. d. Oberrealschule und an der Techn. Hochschule in Stuttgart. Nr. 23.

Wärme. Theoret. Physik. II. Teil: Licht und Wärme. Von Dr. Gustav Jäger, Professor an d. Universität Wien. Mit 47 Abbild. Nr. 77.

Wechselkunde von Dr. Georg Funk in Mannheim. Mit vielen Formularen. Nr. 103.

Wolfram von Eschenbach. Hartmann von Aue, Wolfram von Eschenbach und Gottfried von Straßburg. Auswahl aus dem höf. Epos mit Anmerkungen und Wörterbuch von Dr. K. Marold, Professor am Königl. Friedrichskollegium zu Königsberg i. P. Nr. 22.

Wörterbuch, Deutsches, von Dr. Ferdinand Detter, Professor an der Universität Prag. Nr. 64.

Württemberg. Landeskunde des Königreichs Württemberg v. Dr. Kurt Hassert, Prof. d. Geographie a. d. Handelshochschule i. Köln. Mit 16 Vollbildern u. 1 Karte. Nr. 157.

Zeichenschule von Prof. K. Kimmich in Ulm. Mit 17 Taf. in Ton-, Farben- und Golddruck und 135 Voll- und Textbildern. Nr. 39.

Zeichnen, Geometrisches, v. H. Becker, Architekt und Lehrer an der Baugewerkschule in Magdeburg, neubearbeit. v. Prof. J. Vonderlinn, dipl. u. staatl. gepr. Ingenieur in Breslau. Mit 290 Fig. u. 23 Tafeln im Text. Nr. 58.

Sammlung Schubert.

Sammlung mathematischer Lehrbücher,

die, auf wissenschaftlicher Grundlage beruhend, den Bedürfnissen des Praktikers Rechnung tragen und zugleich durch eine leicht fassliche Darstellung des Stoffs auch für den Nichtfachmann verständlich sind.

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung in Leipzig.

Verzeichnis der bis jetzt erschienenen Bände:

1 **Elementare Arithmetik und Algebra** von Prof. Dr. Hermann Schubert in Hamburg. M. 2.80.

2 **Elementare Planimetrie** von Prof. W. Pflieger in Münster i. E. M. 4.80.

3 **Ebene und sphärische Trigonometrie** von Dr. F. Bohnert in Hamburg. M. 2.—.

4 **Elementare Stereometrie** von Dr. F. Bohnert in Hamburg. M. 2.40.

5 **Niedere Analysis I. Teil: Kombinatorik, Wahrscheinlichkeitsrechnung, Kettenbrüche und diophantische Gleichungen** von Professor Dr. Hermann Schubert in Hamburg. M. 3.60.

6 **Algebra mit Einschluss der elementaren Zahlentheorie** von Dr. Otto Pund in Altona. M. 4.40.

7 **Ebene Geometrie der Lage** v. Prof. Dr. Rud. Böger i. Hamburg. M. 5.—.

8 **Analytische Geometrie der Ebene** von Prof. Dr. Max Simon in Strassburg. M. 6.—.

9 **Analyt. Geometrie d. Raumes I. Teil: Gerade, Ebene, Kugel** von Professor Dr. Max Simon in Strassburg. M. 4.—.

10 **Differentialrechnung** v. Prof. Dr. Frz. Meyer in Königsberg. M. 9.—.

12 **Elemente der darstellenden Geometrie** v. Dr. John Schröder in Hamburg. M. 5.—.

13 **Differentialgleichungen** von Prof. Dr. L. Schlesinger in Klausenburg. M. 8.—.

14 **Praxis der Gleichungen** von Professor C. Runge in Hannover. M. 5.20.

19 **Wahrscheinlichkeits- u. Ausgleichungs-Rechnung** v. Dr. Norbert Herz in Wien. M. 8.—.

20 **Versicherungsmathematik** v. Dr. W. Grossmann in Wien. M. 5.—.

25 **Analytische Geometrie des Raumes II. Teil: Die Flächen zweiten Grades** von Prof. Dr. Max Simon in Strassburg. M. 4.40.

27 **Geometrische Transformationen I. Teil: Die projektiven Transformationen nebst ihren Anwendungen** von Professor Dr. Karl Doehlemann in München. M. 10.—.

31 **Theorie der algebraischen Funktionen und ihrer Integrale** v. Oberlehrer E. Landfriedt in Strassburg. M. 8.50.

34 **Liniengeometrie mit Anwendungen I. Teil** von Professor Dr. Konrad Zindler in Innsbruck. M. 12.—.

Sammlung Schubert

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung, Leipzig.

35 **Mehrdimensionale Geometrie I. Teil: Die linearen Räume** v. Prof. Dr. P. H. Schoute in Groningen. M. 10.—.

39 **Thermodynamik I. Teil** von Prof. Dr. W Voigt in Göttingen. M. 10.—.

40 **Mathematische Optik** von Dr. J. Classen in Hamburg. M. 6.—.

46 **Thetafunktionen und hyperelliptische Funktionen** von Oberl. E. Landfriedt in Strassburg. M. 4.50.

In Vorbereitung bezw. projektiert sind:

Integralrechnung von Prof. Dr. Franz Meyer in Königsberg.

Elemente der Astronomie von v. Dr. Ernst Hartwig in Bamberg.

Mathematische Geographie von Dr. Ernst Hartwig in Bamberg.

Anwendungen der darstellenden Geometrie von Prof. Erich Geyger in Kassel.

Geschichte der Mathematik v. Prof. Dr. A. v. Braunmühl und Prof. Dr. S. Günther in München.

Dynamik von Prof. Dr. Karl Heun in Karlsruhe.

Technische Mechanik von Prof. Dr. Karl Heun in Karlsruhe.

Geodäsie von Prof. Dr. A. Galle in Potsdam.

Allgemeine Funktionentheorie v. Dr. Paul Epstein in Strassburg.

Räumliche projektive Geometrie.

Geometrische Transformationen II. Teil von Prof. Dr. Karl Doehlemann in München.

Theorie der höheren algebraischen Kurven.

Allgemeine Theorie der Raumkurven und Flächen I u. II von Prof. Dr. Victor Kommerell in Reutlingen und Prof. Dr. Karl Kommerell in Heilbronn.

Elliptische Funktionen von Dr. Paul Epstein in Strassburg.

Theorie u. Praxis der Reihen v. Prof. C. Runge in Hannover.

Invariantentheorie von Prof. Dr. Jos. Wellstein in Giessen.

Mehrdimensionale Geometrie II. Teil von Prof. Dr. P. H. Schoute in Groningen.

Liniengeometrie II. Teil v. Prof. Dr. Konrad Zindler in Innsbruck.

Kinematik von Prof. Dr. Karl Heun in Karlsruhe.

Potentialtheorie von Oberlehrer Grimsehl in Hamburg.

Theorie der Elektrizität und des Magnetismus I und II von Dr. J. Classen in Hamburg.

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung in Leipzig.

Elemente der Stereometrie

von

Prof. Dr. Gustav Holzmüller.

I. Band: **Die Lehrsätze und Konstruktionen.** Mit 282 Figuren. Preis broschiert Mk. 6.—, gebunden Mk. 6.60.

II. Band: **Die Berechnung einfach gestalteter Körper.** Mit 156 Figuren. Preis broschiert Mk. 10.—, gebunden Mk. 10.80.

III. Band: **Die Untersuchung und Konstruktion schwierigerer Raumgebilde.** Mit 126 Figuren. Preis broschiert Mk. 9.—, gebunden Mk. 9.80.

IV. Band: **Fortsetzung der schwierigeren Untersuchungen.** Mit 89 Figuren. Preis broschiert Mk. 9.—, gebunden Mk. 9.80.

Dieses Werk dürfte wohl einzig in seiner Art dastehen, denn in so umfassender und gründlicher Weise ist die Stereometrie noch nicht behandelt worden. Das Wort „elementar" ist dabei so zu nehmen, dass die höhere Analysis und im allgemeinen auch die analytische Raumgeometrie ausgeschlossen bleiben, während die synthetische neuere Geometrie in den Kreis der Betrachtungen hineingezogen wird, soweit es die Methoden der darstellenden Geometrie erfordern.

Alle Figuren, auf die ganz besondere Sorgfalt verwendet worden ist, sind streng konstruiert und fast jede ist ein Beispiel der darstellenden Geometrie.

Trotz des elementaren Charakters geht diese neue Stereometrie weit über das übliche Ziel hinaus, gibt neben den Lehrsätzen umfangreiches Übungsmaterial, betont die Konstruktion und die Berechnung gleichmässig und wird somit an Vielseitigkeit und Gediegenheit des Inhalts wohl von keinem der hervorragenderen Lehrbücher erreicht.

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung in Leipzig.

Elemente der Geometrie der Lage

für den Schulunterricht

bearbeitet von

Dr. Rudolf Böger,

Professor am Realgymnasium des Johanneums in Hamburg.

Mit 33 Figuren.

Preis: Kartonniert 90 Pfg.

Formeln und Lehrsätze

der

Allgemeinen Mechanik

in systematischer und geschichtlicher Entwickelung

von

Dr. Karl Heun,

Professor an der Technischen Hochschule in Karlsruhe

Mit 25 Figuren im Text.

Preis: Gebunden Mk. 3.50.

Theorie des Schlick'schen Massenausgleichs

bei mehrkurbeligen Dampfmaschinen

von

Dr. Hermann Schubert,

Professor an der Gelehrtenschule des Johanneums in Hamburg.

Preis: Broschiert Mk. 12.—.

Göschens Kaufmännische Bibliothek

Sammlung praktischer kaufmännischer Handbücher, die nach ihrer ganzen Anlage berufen sein sollen, sowohl im kaufmännischen Unterricht als in der Praxis wertvolle Dienste zu leisten.

Bd. 1: **Deutsche Handelskorrespondenz** von **Robert Stern,** Oberlehrer an der Öffentlichen Handelslehranstalt und Dozent an der Handelshochschule zu Leipzig. Geb. Mk. 1.80.

Bd. 2: **Deutsch-Französische Handelskorrespondenz** von Prof. **Th. de Beaux,** Oberlehrer an der Öffentlichen Handelslehranstalt und Lektor an der Handelshochschule zu Leipzig. Geb. Mk. 3.—.

Bd. 3: **Deutsch - Englische Handelskorrespondenz** von **John Montgomery,** Director, and Hon-Secy, City of Liverpool School of Commerce, University College in Liverpool. Geb. M. 3.—.

Bd. 4: **Deutsch-Italienische Handelskorrespondenz** von Professor **Alberto de Beaux,** Oberlehrer am Königl. Institut S. S. Annunziata in Florenz. Geb. Mk. 3.—.

Die Zeichenkunst

Methodische Darstellung des gesamten Zeichenwesens

Herausgegeben von **Karl Kimmich.**

Unter Mitwirkung von **A. Andel, A. Cammissar, Ludwig Hans Fischer, M. Fürst, Otto Hupp, Albert Kull, Konrad Lange, Adalb. Micholitsch, Adolf Möller, Paul Naumann, Fritz Reiss, A. v. Saint-George, A. Stelzl, R. Trunk, J. Vonderlinn** und anderen.

Zwei starke Bände mit 1091 Text-Illustrationen sowie 56 Farb- und Lichtdrucktafeln.

Preis: Gebunden Mark **25.—.**

Auch in 23 Heften à Mk. **1.—** zu beziehen.

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung in Leipzig.